

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՐԱԿԻՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԻՒՆ

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա, Թ. Ն. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբագրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Է. Հ. Հարությունյան (պատ. քարտուղար), Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան, Ս. Մ. Այվազյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян, А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Н. И. Долуханова, А. И. Месропян, С. С. Мкртчян, Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатурян (зам. редактора), Э. А. Арутюнян (ответ секретарь), Н. Г. Мелик-Мурадян, С. М. Айвазян.

О. А. САРКИСЯН

О ВОЗРАСТНОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ИНТРУЗИВОВ СЕВАНО-ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В геологическом строении Севано-Ширакского синклинория большое место занимают глубинные породы разнообразного петрографического состава. Эти интрузивные породы довольно детально изучены В. Н. Котляром, К. Н. Паффенгольцем, Г. П. Багдасаряном, Т. Ш. Татевосяном, С. Б. Абовяном, С. И. Баласаняном и др. [9, 10, 3, 12, 4]. Однако вопросы стратиграфии интрузивов указанного синклинория разработаны все еще недостаточно. Накопленные новые стратиграфические и палеонтологические данные позволяют рассмотреть вопрос о возрасте некоторых интрузивов Севано-Ширакского синклинория.

Все известные в Севано-Ширакском синклинории интрузивы расчленяются на две возрастные группы: а) интрузивы доконьякского возраста и б) интрузивы палеогенового возраста.

Интрузивные породы доконьякского возраста в пределах указанного синклинория имеют ограниченное распространение. Они известны в районе Спитакского перевала (Гехаротский массив) и представлены преимущественно кварцевыми диоритами, гранодиоритами и, несколько отклоняющимися от них, сравнительно кислыми и основными разновидностями. Гехаротский интрузив, по данным Г. П. Багдасаряна, прорывает досенонскую толщу пироксен-роговообманковых порфиритов и трансгрессивно перекрывается отложениями коньяка и сantonа; в базальных слоях последних им же были отмечены гальки указанных гранитоидных пород. На основании приведенных данных, Г. П. Багдасарян Гехаротский массив относит к досенонскому возрасту.

Глубинные породы палеогенового возраста в Севано-Ширакском синклинории имеют широкое распространение. Крупные интрузивные массивы известны в центральной, наиболее сжатой части синклинория, на Памбакском и Базумском хребтах, а также на северо-восточном побережье оз. Севан. Большинство интрузивов расположено в сводовых частях антиклинальных поднятий, но имеются интрузивы, причем довольно крупные (Тежсарский, Базумский массивы), залегающие в ядрах синклиналей. Возрастные взаимоотношения различных по составу интрузивов лучше всего изучены в центральной части Памбакского и Базумского хребтов.

Наиболее древними из палеогеновых интрузий являются основные и ультраосновные породы Севано-Амасийского офиолитового пояса, прослеживающегося с перерывами от северо-восточного побережья оз. Севан до района сел. Амасия. Пояс этот сложен из многочисленных крупных и мелких массивов, состоящих из пород габбро-перидотитовой магмы и ее дифференциатов (габбро, перидотиты, пироксениты, дуниты и серпентиниты).

В литературе имеются различные мнения относительно возраста этих пород. Как известно, до недавнего времени считался прочно обоснованным взгляд о верхнеэоценовом возрасте основных и ультраосновных пород указанного пояса [10]. Этот взгляд опирался, в частности, на представление о том, что в северо-восточной части бассейна оз. Севан рассматриваемые породы прорывают отложения эоцена и трансгрессивно перекрываются „вулканогенным олигоценом“. Позже Т. Ш. Татевосян, занимающийся петрографическим изучением основных и ультраосновных пород Амасийского и Красносельского районов Армянской ССР, пришел к заключению, что эти основные и ультраосновные породы в большинстве имеют верхнемеловой возраст. По данным вышеупомянутого исследователя, недалеко от Зодского перевала в овраге Армутли, обнажаются габбровые интрузивы, которые не прорывают сенонские известняки, к тому же в базальных слоях сенона встречаются гальки габбровых пород.

А. Т. Асланян [1] приписывает офиолитовым породам Севано-Амасийского пояса верхнемеловой (доэоценовый возраст). В последние годы работами А. А. Габриеляна, С. Б. Абовяна, Г. М. Акэпяна и автора были получены новые данные, которые позволяют отнести к верхнеэоценовому возрасту большинство интрузивов основных и ультраосновных пород офиолитового пояса. Эти данные, в основном, сводятся к следующему:

1. На многих участках северо-восточного побережья оз. Севан (к северу от сел. Арданиш, у сел. Шоржа и др.) как основные, так и ультраосновные породы прорывают темные нуммулитовые известняки и эффузивно-осадочные образования среднего эоцена.

2. В районе Зодского перевала и в верховьях р. Тертер основные и ультраосновные породы трансгрессивно перекрываются вулканогенной толщей верхнего эоцена, в базальных слоях которой встречаются гальки ультраосновных интрузивных пород [10, 8, 13]. Верхнеэоценовый возраст указанной вулканогенной толщи, по данным М. К. Кашкая, В. Е. Хаина и Э. Ш. Шихалибейли [8], в настоящее время можно считать вполне доказанным. Детальные стратиграфические исследования показывают, что между вмещающими интрузивы эффузивно-осадочными породами среднего эоцена и вышележащими вулканогенными породами верхнего эоцена отмечается резкое угловое несогласие [11]. Следовательно, в конце среднего или в начале верхнего эоцена имели место интенсивные тектонические движения, синхронизируемые нами с Триалетской орогенической фазой, выделен-

ной П. Д. Гамкрелидзе [7] в Аджаро-Триалетской складчатой системе.

Таким образом, все вышеприведенные данные дают нам основание прийти к выводу, что внедрение основной массы офиолитовых пород северо-восточного побережья оз. Севан имело место на рубеже среднего и верхнего эоцена и генетически связано с предверхнеэоценовыми тектоническими движениями.

По данным ряда исследователей [1, 8, 13] на отдельных участках офиолитового пояса Малого Кавказа имеются и более древние—верхнемеловые (досреднеэоценовые) основные и ультраосновные интрузивы. Если это так, то можно допустить два этапа внедрения офиолитовых пород: верхнемеловой (досреднеэоценовый) и предверхнеэоценовый, причем основным этапом из них является последний. В первом этапе внедрились в основном гипербазиты, во втором—значительную роль играли габброиды.

Многоэтапность внедрения основных и ультраосновных пород офиолитового пояса теоретически вполне обосновывается регионально-геологическими данными. Как известно, по работам А. А. Габриеляна [5], Севано-Амасийский офиолитовый пояс приурочен к Севано-Акеринскому глубинному разлому, который представляет собой зону продольного сочленения двух различно построенных геотектонических блоков: Сомхетско-Карабахского и Армянского. Разрывные нарушения, которые очень часты в зоне глубинного разлома, являются лишь поверхностным выражением более крупных разрывов, проникающих своими корнями в глубокие горизонты земной коры. Отсюда следует, что вдоль глубинных разломов существуют весьма благоприятные условия для многократного внедрения габбро-перидотитовой магмы.

По данным В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна и С. И. Баласаняна [9, 4, 3], третичные основные, гранитоидные и щелочные интрузивы Памбакского и Базумского хребтов одновозрастные, но внедрение их происходило отдельными порциями; раньше были образованы основные, а затем гранитоидные и щелочные интрузивы. Более раннее внедрение основных интрузивов данного района по отношению к гранитоидным интрузивам указанными исследователями аргументируется следующими данными: а) Лермонтовский основной интрузив прорывается дайкой диоритового состава, б) в районе сел. Лермонтово во многих местах основные породы пересекаются апофизами Базумского гранитоидного массива, в) по северному контакту Лермонтовского основного интрузива с Базумскими гранитоидами отмечается заметное контактовое влияние последних на первый.

Основные интрузивы Памбакского и Базумского хребтов (Лермонтовские и Марцигетские габбровые массивы) прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена и по возрасту соответствуют, по-видимому, габбровым породам Красносельского района. Последние, как уже указывалось, имеют предверхнеэоценовый возраст.

Гранитоидные интрузивы в пределах Севано-Ширакского синклинория, по сравнению с другими глубинными породами, обладают ши-

роким распространением. Они слагают ряд крупных массивов: Базумский, Амзачиманский, Меградзорский, Такарлинский и др. и характеризуются большим разнообразием петрографического состава: граниты, сиенито-граниты, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты и др., нередко связанные между собой постепенными переходами. Эти интрузивы сосредоточены в основном в центральной части синклинория и почти отсутствуют в его восточной и западной частях.

В. Н. Котляр [9], после изучения гранитоидов Памбакского хребта, пришел к заключению, что все они прорывают вулканогенную толщу эоцена и трансгрессивно перекрываются туфобрекчиями и лавами миоцена. Внедрение этих интрузивов, по его мнению, произошло после среднего эоцена, но до миоцена и, возможно, до олигоцена.

По материалам Г. П. Багдасаряна [3], внедрения третичных интрузивов Памбакского хребта связаны с верхнеэоценовыми—предолигоценовыми тектоническими движениями. По данным А. Т. Асланяна [1], гранитоидные интрузивы Памбакского хребта прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена и перекрываются андезитовыми лавами и туфобрекчиями верхнего миоцена. На этом основании и, исходя из анализа истории геотектонического развития района, он приходит к заключению, что внедрение этих интрузивов имело место на рубеже среднего эоцена и нижнего олигоцена. Таким образом, почти все исследователи гранитоидным интрузивам Севано-Ширакского синклинория приписывают верхнеэоценовый возраст.

Полученные в последние годы новые стратиграфические данные позволяют в некоторой степени уточнить возраст гранитоидных интрузивов указанного синклинория. Для определения возрастных границ этих интрузивов существенное значение имеет установление верхнеэоценового возраста верхней вулканогенной свиты рассматриваемого района [11].

На Базумском хребте, к северу и северо-востоку от сел. Амзачиман и в верховьях реки Блдан обнажаются крупногалечные конгломераты с гальками интрузивных пород, отмеченные впервые В. Н. Котляром. На южном склоне указанного хребта гальки конгломератов представлены интрузивными породами, а на северном склоне хребта в составе галек значительную роль играют и эффузивные породы. По данным Г. П. Багдасаряна, С. И. Баласаняна, П. Л. Епремяна и др., гальки этих конгломератов представлены Базумскими гранитоидными породами: гранитами, пегматит-аплитами, кварцевыми диоритами и др.

Описанные конгломераты являются базальными слоями верхнего эоцена, выше по разрезу они покрываются мощной свитой (около 350—400 м) различных порфиритов и их пирокластов верхнего эоцена. Еще выше ингрессивно залегают песчано-глинистые сланценовые отложения среднего олигоцена (фиг. 1).

Таким образом, Базумский интрузивный массив прорывает вулканогенную толщу среднего эоцена и покрывается вулканогенным верх-

ним эоценом. Следовательно, внедрение этого массива имело место в конце среднего или в начале верхнего эоцена. Гранитоиды Памбакского хребта, как известно, [9, 3] также прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена, они очень сходны с Базумским массивом по петрографическому составу и приурочены к единому магматическому циклу. Поэтому можно не сомневаться в их синхронности. Кроме того, непосредственно к юго-востоку от сел. Головино на гранитоидных породах Головинского массива отмечаются останцы совершенно неизменных пород андезитового состава, по-видимому, верхнеэоценового возраста.

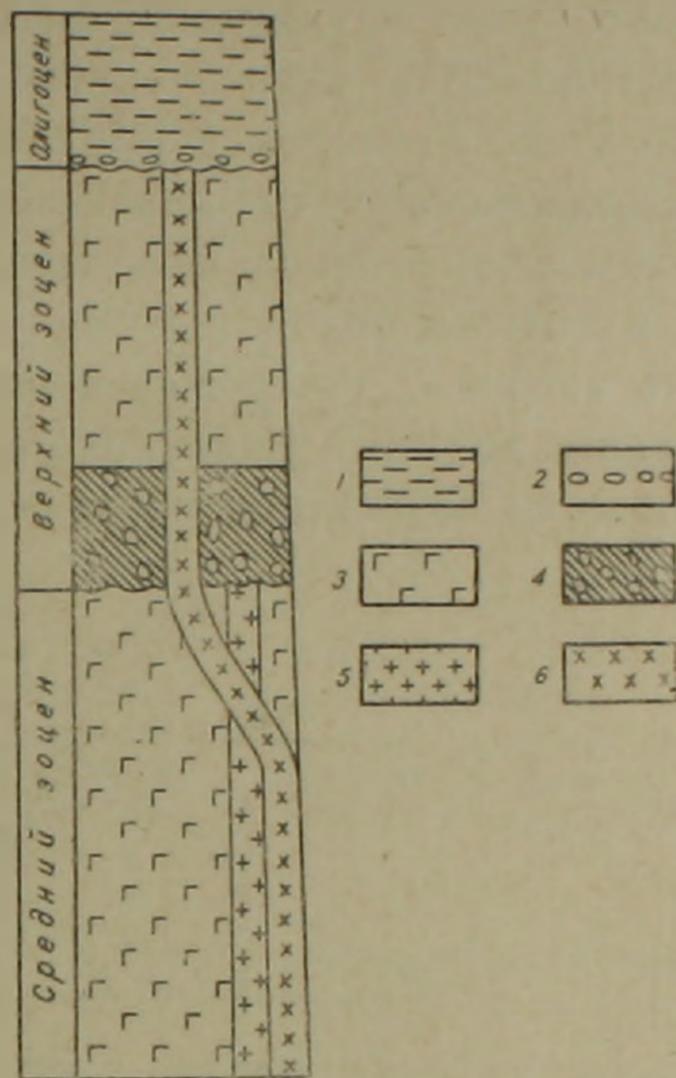
Таким образом, если не все, то большую часть третичных гранитоидных интрузивов Севано-Ширакского синклиория можно отнести к предверхнеэоценовому возрасту и приурочить к среднеэоценовому магматическому циклу.

Резюмируя вышеизложенное, можно прийти к выводу, что предверхнеэоценовые тектонические движения, интенсивно проявившиеся по всему Севано-Ширакскому синклиорию, сопровождались внедрением сначала ультраосновных и основных, а затем интрузий среднего и кислого состава.

Щелочные интрузивы образуют довольно крупный массив на Памбакском хребте в районе г. Тежсар (Тежсарский центральный массив и окружающий его кольцевой щелочной интрузив, по терминологии Г. П. Багдасаряна). Более мелкие щелочные интрузивы известны на Базумском хребте у г. Бундук (Бундукский интрузив) и в верховьях р. Блдан. Последние, по мнению Г. П. Багдасаряна, являются дайкообразными сателлитами Тежсарского массива.

Большинство исследователей [1, 3, 9] щелочным интрузивам приписывает верхнеэоценовый возраст на основании того, что эти интрузивы прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена. Верхний возрастной предел щелочных интрузивов определялся до некоторой степени условно, так как перекрывающими породами упомянутые исследователи считают андезитовые лавы и брекчии миоплиоцена.

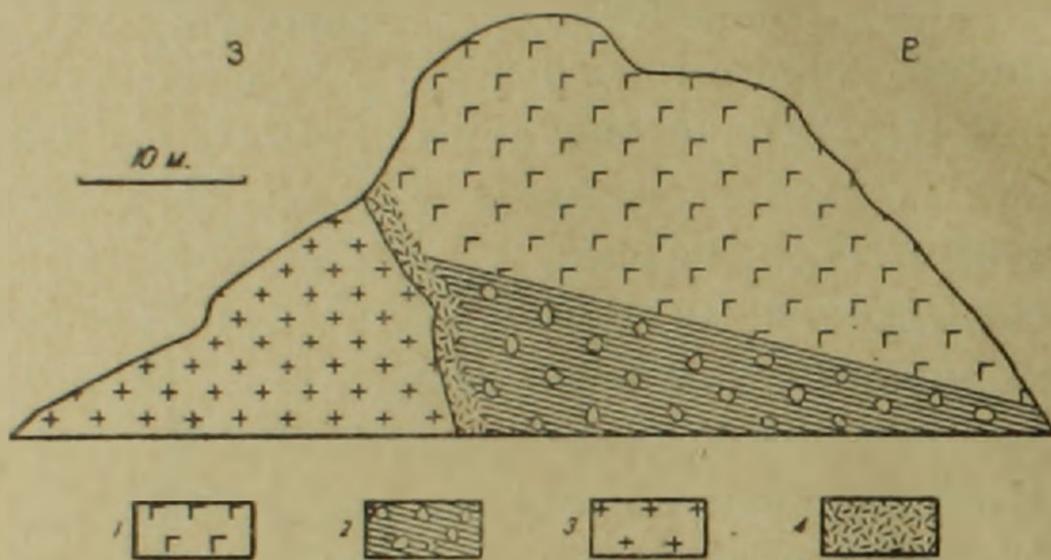
Полевыми исследованиями 1955—57 гг. нами были получены новые факты, позволяющие с большой уверенностью говорить о верх-



Фиг. 1. 1. Песчано-глинистые отложения (Дилижанская свита). 2. Конгломераты с гальками гранитоидных и щелочных интрузивных пород. 3. Порфириты и их лавобрекчии. 4. Конгломераты с гальками гранитоидов. 5. Геджалинский гранитоидный интрузив. 6. Бундукский щелочной интрузив.

ней возрастной границе щелочных интрузивов исследуемой зоны. Эти факты, в основном, сводятся к следующему:

а) как на Памбакском (Тежсарский массив), так и на Геджалинском хребтах (Бундукский массив) щелочные интрузивы прорывают вулканогенную свиту верхнего эоцена, что в свое время было отмечено В. Н. Котляром и Г. П. Багдасаряном для Тежсарского массива. Эти взаимоотношения для Бундукского интрузива более отчетливо наблюдаются в небольшом ущелье к северо-западу от сел. Амзачиман, где в конгломератах и порфиритах верхнего эоцена удалось обнаружить апофизы щелочных пород, отходящих почти перпендикулярно от линии контакта Бундукского интрузива (фиг. 2). Этим определяется нижний возрастной предел щелочных интрузивов.



Фиг. 2. 1. Порфириты (верх. эоцен). 2. Конгломераты с гальками гранитоидных пород Базумского интрузива (верх. эоцен). 3. Бундукский щелочной интрузив. 4. Гидротермально-измененные породы.

б) Верхний возрастной предел щелочных интрузивов определяется тем, что их гальки встречаются в базальных конгломератах Дилижанской угле-сланценовой свиты. Возраст последней на основе палеонтологических и регионально-геологических данных определяется как олигоценовый [6]. К тому же, Бундукский щелочной массив на северо-западном склоне горы Бундук ингрессивно перекрывается отложениями Дилижанской свиты.

Гальки интрузивных пород базальных слоев указанной свиты представлены гранитоидными и щелочными породами. Детальное петрографическое исследование галек, сложенных щелочными породами, показывает, что эти гальки как макроскопически, так и в шлифе совершенно не отличаются от пород Бундукского щелочного интрузива, при этом в составе галек под микроскопом отмечены почти все те разновидности щелочных пород (амфибол-биотитовые сиениты, гастингситовые сиениты, фельдшпатолиты), которые в свое время были выделены [4] для Бундукского интрузива (см. табл. 1).

В результате петрографических исследований указанных галек были обнаружены некоторые черты, характерные для пород данного интрузива. Это лишний раз подтверждает наш вывод о том, что ма-

Таблица 1

Количественно-минералогический состав пород Бундукского интрузива и галек базальных слоев Дилижанской свиты

Минералы	Амфибол-биотитовые сиениты		Гастингситовые сиениты		Фельдшпатолиты	
	гальки	интрузии (по С. И. Баласаняну)	гальки	интрузии (по С. И. Баласаняну)	гальки	интрузии (по С. И. Баласаняну)
Пироксен	—	<1	<1	—	<1	—
Амфибол	6	4	9	12	—	—
Биотит	>1	2	1	1	1	1
Калиевый полевой шпат	61	66	36	30	59	55
Плагиоклаз	32	27	53	56	40	44
Акцессоры	сфен, апатит, рудный минерал	апатит, сфен, циркон, рудный минерал	апатит, сфен, рудный минерал	апатит, рудный минерал	апатит, рудный минерал, циркон	апатит, монацит, циркон, рудный минерал

теринскими породами этих галек являются щелочные породы Бундукского интрузива.

В составе галек, сложенных гастингситовыми сиенитами, отмечены две разновидности амфибола, одна из которых является полущелочным гастингситового характера, а другая бутылочнозеленым, сходным с описанным в литературе одноосным амфиболом [4]. Кроме того, в указанных породах биотит располагается внутри щелочного амфибола, что указывает на более раннее выделение биотита по отношению к амфиболу. Такое соотношение биотита и амфибола отмечено в свое время С. И. Баласаняном [4] для соответствующих пород Бундукского массива. Гальки гранитоидных пород из базальных слоев Дилижанской свиты в шлифе имеют порфиривидную структуру с мелкозернистой гранитовой структурой основной массы. Порфиривидные выделения представлены широкопластинчатыми и призматическими идиоморфными кристаллами кислого андезина, реже калиевого полевого шпата и роговой обманки. Мелкозернистая полнокристаллическая основная масса состоит из делитизированного калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, роговой обманки и реже биотита. Из акцессорных минералов присутствуют рудный минерал, сфен и апатит.

в) К северо-востоку от сел. Амзачиман, Бундукский щелочный массив, как уже указывалось, в своей западной части прорывает конгломераты верхнего эоцена с галькой гранитоидных пород Базумского массива (фиг. 2), что также свидетельствует о наличии значительного перерыва, имевшего место после внедрения гранитоидных массивов и до формирования щелочных интрузивов. Кроме того, по данным В. Н. Котляра [9], жилы щелочных сиенитов прорезают сиенито-граниты Амзачиманского массива, а интрузив щелочных сиенитов прорывает Такярлинский интрузив кварцевых диоритов. Эти факты говорят

о том, что гранитоидные и щелочные интрузивы Севано-Ширакского синклинория являются разновозрастными образованиями и что щелочные интрузивы гораздо моложе гранитоидов.

Все это подтверждает данные В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна и др. о том, что внедрение щелочных интрузивов имело место в конце верхнего эоцена и связано с верхнеэоценовым магматическим циклом. В тектоническом отношении внедрение щелочной магмы обусловлено верхнеэоценовой—предолигоценовой фазой складчатости, являющейся основным этапом формирования тектонической структуры данного региона.

Вкратце остановимся также на вопросе о гипабиссальных габбро-диоритовых породах Севано-Ширакского синклинория. Рассматриваемые интрузивные залежи имеют наибольшее развитие в районе Ширакского хребта, в Амасийском и Красносельском районах. Петрографически они детально изучены [12]. Однако вопрос о происхождении и условиях залегания этих интрузивных залежей, на наш взгляд, остается пока еще открытым.

Раньше их считали лакколитами габбровых пород. По мнению Т. Ш. Татевосяна, эти интрузивы не являются секущими телами, а представляют собой останцевые выходы согласной, почти горизонтальной интрузивной залежи, залегающей между песчаниками и известняками эоцена. По наблюдениям автора, на Ширакском хребте гипабиссальные габбровые залежи в одних случаях залегают согласно плоскостям напластования пород, а в других случаях прорывают туфогенные отложения среднего эоцена и имеют куполовидную форму. В первом случае, эти залежи, как правило, имеют небольшие размеры (до нескольких десятков метров), причем в контактовых зонах хорошо наблюдаются слоистость и пластовая форма залежи. Возраст рассматриваемых гипабиссальных интрузивов определяется пока как послесреднеэоценовый. Окончательное разрешение этого вопроса требует привлечения дополнительного фактического материала.

Резюмируя вышеизложенное, можно прийти к выводу, что вулканизм (как интрузивный, так и эффузивный) генетически тесно связан с общей историей геотектонического развития области: каждый магматический цикл начинается эффузивной вулканической деятельностью, что совпадает с общим погружением области, и заканчивается интрузивным вулканизмом, совпадающим с орогенезом. Таким образом, каждый магматический цикл отвечает определенному по времени этапу геотектонического развития региона.

Исходя из этого соображения, для Севано-Ширакского синклинория можно выделить следующие оро-интрузивные этапы, некоторые из которых разделяются на фазы.

I. Верхнемеловой (досреднеэоценовый) этап

1. Гипербазиты офиолитового пояса.
2. Габбровые породы офиолитового пояса.
3. Гранитоидные породы Гехаротского массива.

II. Предверхнеэоценовый этап

1. Гипербазиты офиолитового пояса.
2. Основные интрузивы офиолитового пояса.
3. Основные интрузивы Базумского хребта, гипабиссальные залежи Ширакского хребта.
4. Гранитоидные интрузивы Памбакского и Базумского хребтов:
 - а) кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и монзониты,
 - б) порфировидные сиенито-граниты.

III. Преолигоценовый (или нижнеолигоценовый) этап

Щелочные интрузивы Памбакского и Базумского хребтов.

Ереванский государственный
Университет

Поступила 12 II 1959

Հ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՍԵՎԱՆ-ՇԻՐԱԿԻ ՍԻՆԿԼԻՆՈՐԻՏԻՄԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎԱՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԱՅԻՆ ՄԱՍՆԱՏՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Սևան-Շիրակի սինկլինորիտի երկրաբանական կառուցվածքում զգալի տեղ են զբաղում տարբեր կազմութիւն ունեցող բազմատեսակ խորքային ապարները: Այդ ապարների պետրոգրաֆիական կազմը բավականին լավ է ուսումնասիրված, բայց սարատիգրաֆիան գեոևս քաւարար չափով մշակված չէ: Վերջին տարիների սարատիգրաֆիական և պալեոնտոլոգիական ուսումնասիրութիւնները հնարավորութիւն են տալիս ընդհուպ մոտենալու այդ հարցի լուծմանը: Նշված սինկլինորիտի բոլոր ինտրուզիաները հասակային տեսակետից կարելի է բաժանել երկու մասի՝ ա) մինչկոնյակի և բ) պալեոգենի հասակի ինտրուզիաներ:

Հոգւածում հիմնականում քննարկվում են պալեոգենի ինտրուզիաների հասակային փոխհարաբերութիւնները: Սևան-Ամասիայի օֆիոլիտային գոտում ինտրուզիաների ներդրումը տեղի է ունեցել մի քանի էտապներում: Առաջիկա կարելի է առանձնացնել հիմքային և ուլտրահիմքային ինտրուզիաների ներդրման առնվազն երկու էտապ՝ վերին կալճի (մինչմիջինէոցեն-

նյառն) և մինչվերինէոցենյան: Վերջին էտապի առկայութիւնը հիմնավորվում է նրանով, որ Սեանա լճի հյուսիս-արևելյան ափում, Արտանիշ և Շորժա գյուղերի շրջակայքում հիմքային և ուլտրահիմքային ինտրուզիաները պատռում են միջին էոցենի նումուլիտային կրաքարերը, իսկ Սեանի ավազանի արևելյան մասում ծածկվում են վերին էոցենի հրաբխածին հաստվածքով: Նշված օֆիոլիտային գոտին կապված է Սեան-Աքորի խորքային բեկվածքի հետ, որով և պայմանավորված է գոտու ինտրուզիվ ապարների ներդրման բազմաէտապութիւնը:

Սեան-Շիրակի սինկլինորիումի գրանիտոիդային և ալկալային ինտրուզիաները նախկին հետազոտողների կողմից վերագրվում էին վերին էոցենին, ընդ որում հասակի վերին սահմանը որոշվում էր պայմանականորեն, քանի որ ինտրուզիաները ծածկող ապարներ համարվում էին միո-պլիոցենի առաջացումները: Այժմ նոր ստրատիգրաֆիական տվյալները հնարավորութիւն են տալիս ճշտելու այդ ինտրուզիաների ինչպես ստորին, այնպես էլ վերին հասակային սահմանները: Բազումի գրանիտոիդային ինտրուզիան պատռում է միջին էոցենի հրաբխածին հաստվածքը և ծածկվում է վերին էոցենի սպարներով, որով և որոշվում է նրա մինչվերինէոցենյան հասակը: Համազօչիման գյուղից դեպի հյուսիս-արևելք Բունդուկի ալկալային ինտրուզիան պատռում է վերին էոցենի կոնգլոմերատները, որոնց գլաքարերի զգալի մասը կազմված է Բազումի գրանիտոիդային ինտրուզիայի ապարներից: Հետևապես, գրանիտոիդային և ալկալային ինտրուզիաների միջև գոյութիւն ունի զգալի հասակային տարբերութիւն: Ալկալային ինտրուզիաների գլաքարերը հաճախ հանդիպում են Դիլիջան քաղաքի շրջակայքի օլիգոցենի նստվածքների բազալային կոնգլոմերատներում, որով և ճշգրիտ կերպով որոշվում է այդ ինտրուզիաների հասակի վերին սահմանը: Նշված կոնգլոմերատներում հանդիպում են նաև գրանիտոիդային ապարների գլաքարեր: Բացի դրանից, Բունդուկ լեռան հյուսիս-արևմտյան լանջում ալկալային ինտրուզիան ինգրեսիվ կերպով ծածկվում է նույնպես օլիգոցենի նստվածքներով: Հետևապես, ալկալային ինտրուզիաների ներդրումը տեղի է ունեցել վերին էոցենի և օլիգոցենի սահմանում:

Էֆուզիվ և ինտրուզիվ հրաբխականութիւնը սերտ կերպով կապված է շրջանի գեոտեկտոնական զարգացման պատմութիւն հետ: Յուրաքանչյուր մագմատիկ էտապ սկսվում է էֆուզիվ հրաբխականութիւնով, որը համընկնում է սինկլինորիումի ընդհանուր իջեցման հետ և ավարտվում է ինտրուզիվ հրաբխականութիւնով, որը համընկնում է օրոգեն շարժումների հետ: Այսպիսով, յուրաքանչյուր մագմատիկ էտապ ըստ ժամանակի համապատասխանում է գեոտեկտոնական զարգացման որոշակի էտապի: Ելնելով այս տվյալներից Սեան-Շիրակի սինկլինորիումում առանձնացվում են ներքոհիշյալ օրո-ինտրուզիվ էտապները՝ 1. վերին սենոնյան կամ մինչմիջինէոցենյան (օֆիոլիտային գոտու հիմքային և ուլտրահիմքային ապարներ, Սպիտակի լեռնանցքի գրանիտոիդային ապարներ), 2. մինչվերինէոցենյան (օֆիոլիտային գոտու հիմքային և ուլտրահիմքային ապարներ, Փամբակի և Բազումի լեռնաշղթաների հիմքային և գրանիտոիդային ինտրուզիաներ, Շիրակի լեռնաշղթայի հիպաբիսալ զանգվածներ), 3. մինչօլիգոցենյան (Փամբակի և Բազումի լեռնաշղթաների ալկալային ինտրուզիաներ):

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. О глубине формирования интрузивных комплексов Армении. Сб. научных трудов Ереванского политехнического института, № II, вып. 2, 1955.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Ереван, 1958.
3. Багдасарян Г. П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН АрмССР, т. III, № 2, 1950.
4. Баласанян С. И. Щелочные породы Геджалинского хребта Северной Армении. Научные труды Ер. гос. ун-та, сер. геологич. наук, вып. 3, т. 59, 1957.
5. Габриелян А. А. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН СССР, том 106, № 3, 1956.
6. Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л., Саркисян О. А. О возрасте угленосно-сланцевой свиты окрестностей гор. Дилижана. ДАН АрмССР, т. XXVI, № 3, 1958.
7. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1949.
8. Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. К стратиграфии палеогена верховьев рр. Акера и Тертер и смежной части бассейна оз. Севан. Изв. АН АзССР, № 3, 1950.
9. Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения. Ереван, 1958.
10. Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча. Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
11. Саркисян О. А. Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклизория. Изв. АН АрмССР, сер. геологич. и географ. наук, т. XI № 4, 1958.
12. Татевосян Т. Ш. Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского хребта. Изв. АН АрмССР, т. III, № 1, 1950.
13. Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, т. XV, № 1, 1949.

П. М. АСЛАНЯН

НОВЫЕ ВИДЫ МОЛЛЮСКОВ ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АРМЕНИИ

В процессе монографического изучения богатой моллюсковой фауны из палеогеновых отложений юго-западной Армении, наряду со многими уже известными, встречены и некоторые еще не описанные местные виды.

В этой статье дается описание новых видов, встреченных в породах зоны *Variamussium fallax* Korob. и горизонта с *Pecten arcuatus Brocchi*.

Эти виды следующие:

1. *Bathyarca gigantea* sp. n.
2. *Chione korobkovi* sp. n.*
3. *Pitar getschiensis* sp. n.
4. *Pitar elpinensis* sp. n.
5. *Nerita gabrieliani* sp. n.**

Голотипы описанных видов хранятся в геологическом музее при кафедре исторической геологии ЛГУ под номером 251.

КЛАСС LAMELLIBRANCHIATA

Отряд *Neotaxodonta*

Семейство *Arcidae*

Род *Bathyarca* Kobelt, 1891

Bathyarca gigantea sp. n.

табл. 1 фиг. 1, 2, 3.

Материал. Имеется по одному ядру левой и правой створок.

Диагноз. Для рода раковина очень крупной величины, трапециевидно-округлого очертания, существенно неравносторонняя. Макушка сильно выдающаяся, массивная, загнутая вперед и довольно заметно

* Название дано по фамилии проф. Н. А. Коробкова, под руководством которого мною изучалась фауна моллюсков из палеогеновых отложений Армении.

** Название дано по фамилии проф. А. А. Габриеляна, известного исследователя третичных отложений Армении.

нависающая над замочным полем. Передние и задние ветви замочного края более или менее прямолинейные, причем передняя ветвь более короткая, чем задняя. Передний, нижний и задний края образуют неразрывную дугу. Нижняя часть довольно выпуклая, особенно в сторону переднего края.

Створки довольно выпуклые, но эта выпуклость неравномерная. Полоса наибольшей выпуклости проходит от макушки к нижне-заднему углу, в этом направлении наблюдается также оттянутость створок. На замочном поле хорошо замечаются косо-расположенные зубы замочного аппарата. Количество зубов на передней ветви достигает до 6—7, а на задней—11—12.

На поверхности ядер наблюдаются следы тесно расположенных, сравнительно широких радиальных ребер.

Размеры (в мм):

длина	12,7;	16,0
высота	11,8;	13,0
выпуклость	5,5;	—
длина передней ветви замка .	5,0;	4,0
„ задней „ „ .	6,8;	6,5

Сравнительные заметки. Описанный вид показал наибольшее сходство с *Bathyarca tubastchaica* Korob. Но отождествление с этим видом невозможно, так как описанные раковины отличаются значительно большей величиной, большей вздутостью, сглаженностью скульптуры.

Местонахождение. Бассейн р. Веди—у сел. Чиманкенд.

Возраст. Зона *Vagiamussium fallax* Korobkov Армении.

Отряд *Heterodonta*

Подотряд *Cyrenodonta*

Надсемейство *Veneracea*

Семейство *Chionidae*

Род *Chione* Megerle, 1811

Chione korobkovi sp. n.

табл. 1. фиг. 4, 5, 6, 7.

Материал. Две правые и три левые створки довольно хорошей сохранности послужили материалом для описания этого нового, весьма интересного вида.

Диагноз. Раковина от небольшой (12 мм) до средней (30 мм) величины.

Створки немного оттянуты в передне-заднем направлении, треугольно-округлого очертания. Передняя ветвь замочного края сравнительно недлинная, слегка вогнутая, постепенно переходящая в передний довольно короткий, сильно выпуклый край, также постепенно переходящий в нижний. Нижний край довольно удлиненный, слабо выпуклый (выпуклость особенно отчетливая в заднем углу).

Задняя часть замочного края довольно длинная, полого спускающаяся книзу, сравнительно выпуклая, резко переходящая в очень короткий задний край.

Створки умеренно выпуклые, особенно в примакушечной области. К краям выпуклость спадает равномерно.

Макушка довольно выдающаяся, сильно загнута вперед, слегка нависающая над замочным полем.

Наружная поверхность несет резкую концентрическую скульптуру.

Ребра грубые, высокие, узкие, напоминающие пластинчатые складки. В примакушечной области ребра не очень высокие, менее заметные. Межреберные промежутки довольно широкие (по ширине в несколько раз превышают ширину ребер). Помимо концентрической скульптуры имеется и радиальная, представленная многочисленными, очень густо расположенными складкообразными ребрышками, видимыми в некоторых межреберных промежутках. Щиток узкий, длинный; нимфы выдающиеся, толстые. Луночка хорошо развитая.

Створки довольно толстостенные. Нижний край с внутренней стороны слабо зазубрен.

Замок хорошо развит. На правой створке одного экземпляра мы имеем:

Za — сравнительно маленький, тонкий;

I — треугольный, высокий;

Zb — большой, треугольный, косорасположенный, с широким основанием, рассеченный довольно глубоко; получаются две ветви, причем передняя возвышается над задней.

Латеральные зубы слабо заметные, довольно хорошо развиты зубы *P*I и *P*III.

Размеры (в мм):

длина	35,0;	20,3;	—	21,0;	15,3,
высота	26,5;	24,0;	25,0;	17,0;	12,8,
апикальный угол	130°;	135°;	—	125°;	125°.

Сравнительные заметки. Описанные экземпляры при сравнении с представителями других палеогеновых видов этого рода не показали сколько-нибудь заметного сходства, что дает основание выделить их в качестве нового вида.

Местонахождение. Район сел. Эльпин.

Возраст. Горизонт с *Pecten arcuatus Brocchi* Армении.



Семейство *Meretricidae*
 Подсемейство *Pitarinae*
 Род *Pitar* Romer, 1857

Pitar getschiensis sp. n.

табл. I. фиг. 8.

Материал. Одна правая створка довольно хорошей сохранности.

Диагноз. Створка расширенно-треугольная в верхней части, удлиненно-овальная в нижней части. Створка довольно большая, существенно неравносторонняя. Передняя ветвь замочного края короче задней, умеренно вогнутая, резко переходящая в очень короткий, сильно выпуклый передний край. Задняя ветвь замочного края более удлиненная, слабо выпуклая, более или менее постепенно переходящая в выпуклый задний край. Нижний край довольно удлиненный, слегка выпуклый. Выпуклость створки значительная, особенно в примакушечной области. Макушка слабо выступающая, загнутая вперед, слабо нависающая над замочным полем.

Замочная площадка довольно узкая и длинная. Наружная поверхность с довольно хорошо выраженными, широко расставленными концентрическими ребрами, особенно хорошо выраженными у краев створки.

Концентрические ребра ступенчато-расположенные, довольно широкие, состоящие из двух склонов. Склон, обращенный к макушке, короткий, круто спускающийся, а противоположный склон широкий, более или менее полого спускающийся.

Межреберные промежутки узкие (примерно 2—4 раза уже ребер), глубокие.

Размеры (в мм):

длина	50,0
высота	35,0
апикальный угол	120°

Сравнительные заметки. При сравнении описываемой створки со сходными по очертанию раковинами из палеогеновых отложений Франции, Бельгии, Туркмении и др. не было обнаружено тождества ни с одним из них. Некоторое отдаленное сходство наблюдалось между описываемой формой и видом *Pitar laevigata* Lamk, широко распространенным в средне- и верхнеэоценовых отложениях Англо-Парижского бассейна, Украины и др., но отмечаются большие различия как по форме, так и по наружной скульптуре. Описываемая раковина более широкая, менее удлиненная, особенно в задней части, менее выпуклая.

Наружная поверхность у вида *Pitar laevigata* Lamk гладкая, со слабо заметными, довольно грубыми концентрическими линиями на-

растания, тогда как у выделяемого нового вида наружная поверхность с концентрическими ребрами. По размерам раковины *Pitar laevigata* Lamk уступают раковинам нового вида.

Местонахождение. Район между сел. сел. Эльпин—Чива.

Возраст. Горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi Армении.

Pitar elpinensis sp. n.

табл. 1. фиг. 9а, 9б.

Материал. Одна двухстворчатая особь хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина средних размеров, треугольно-овального очертания, равностворчатая, неравносторонняя. Передняя ветвь замочного края короткая, слабо вогнутая, резко переходящая в короткий, отчетливо необособленный, довольно выпуклый передний край. Задняя ветвь замочного края длинная, довольно круто спадающая книзу, слабо выпуклая. Задний край не обособленный, постепенно переходящий в довольно длинный выпуклый нижний край.

Раковина довольно выпуклая, особенно в примакушечной области. Наибольшая выпуклость расположена центрально. Рельеф выпуклости простой. Макушка выдающаяся, мощная, загнутая вперед, слабо нависающая над замочным полем.

Наружная поверхность с хорошо выраженными, очень широко расставленными, немногочисленными ступенчатыми концентрическими ребрами. Среди основных ребер наблюдаются менее развитые, невысокие, второстепенные концентрические линии. Основные концентрические ребра довольно выступающие, каемкообразные, более или менее плоские, основной уклон направлен книзу.

Межреберные промежутки широкие, не глубокие. Луночка маленькая, щиток узкий, длинный.

Замочная площадка невысокая. Зубы хорошо не видны вследствие перекрытия одной створкой другой. Створки довольно толсто-стенные.

Размеры (в мм):

длина	34,6
высота	27,0
апикальный угол	135°

Сравнительные заметки. Описанная раковина при сравнении с раковинами других видов данного рода не показала сходства. Единственный вид, с которым описанный имеет некоторое сходство, это *Pitar nitidula* Lamarck, распространенный в среднем эоцене. Хотя по очертанию раковин не наблюдается резкого отличия, характер наружной поверхности абсолютно различный.

Местонахождение. Район сел. Эльпин.

Возраст. Горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi Армении.

КЛАСС *Gastropoda*
 Отряд *Archaeogastropoda*
 Надсемейство *Neritacea*
 Семейство *Neritidae*
 Род *Nerita* Linnaeus, 1758.
Nerita gabrieli sp. n.

Табл. 1. фиг. 10.

Материал. Две хорошо сохранившиеся раковины послужили материалом для описания.

Диагноз. Раковина довольно большой величины, расширенно-грушевидной формы, состоящая из пяти оборотов, причем первые четыре оборота небольшие, последний очень большой, сильно выпуклый (вздутый).

Форма последнего оборота весьма своеобразная, в целом отчетливо грушевидная. Наибольшая выпуклость его располагается несколько (на 1/5 высоты оборота) ниже середины. От этого места выпуклость постепенно спадает книзу, более резко ко шву. На уровне 2/5 высоты оборота, считая от шва, выпуклость резко спадает, образуя широкую, пологую асимметричную депрессию. Шов сглаженный, ложный.

Устье очень широкое, полукруглое. Наружная губа не осложненная, дугообразная.

Внутренняя губа в своей срединной части несет большое мозолевидное разрастание, расчлененное на пять крупных удлиненных валикообразных складок. Наружная поверхность гладкая, блестящая, покрыта тонкими следами нарастания.

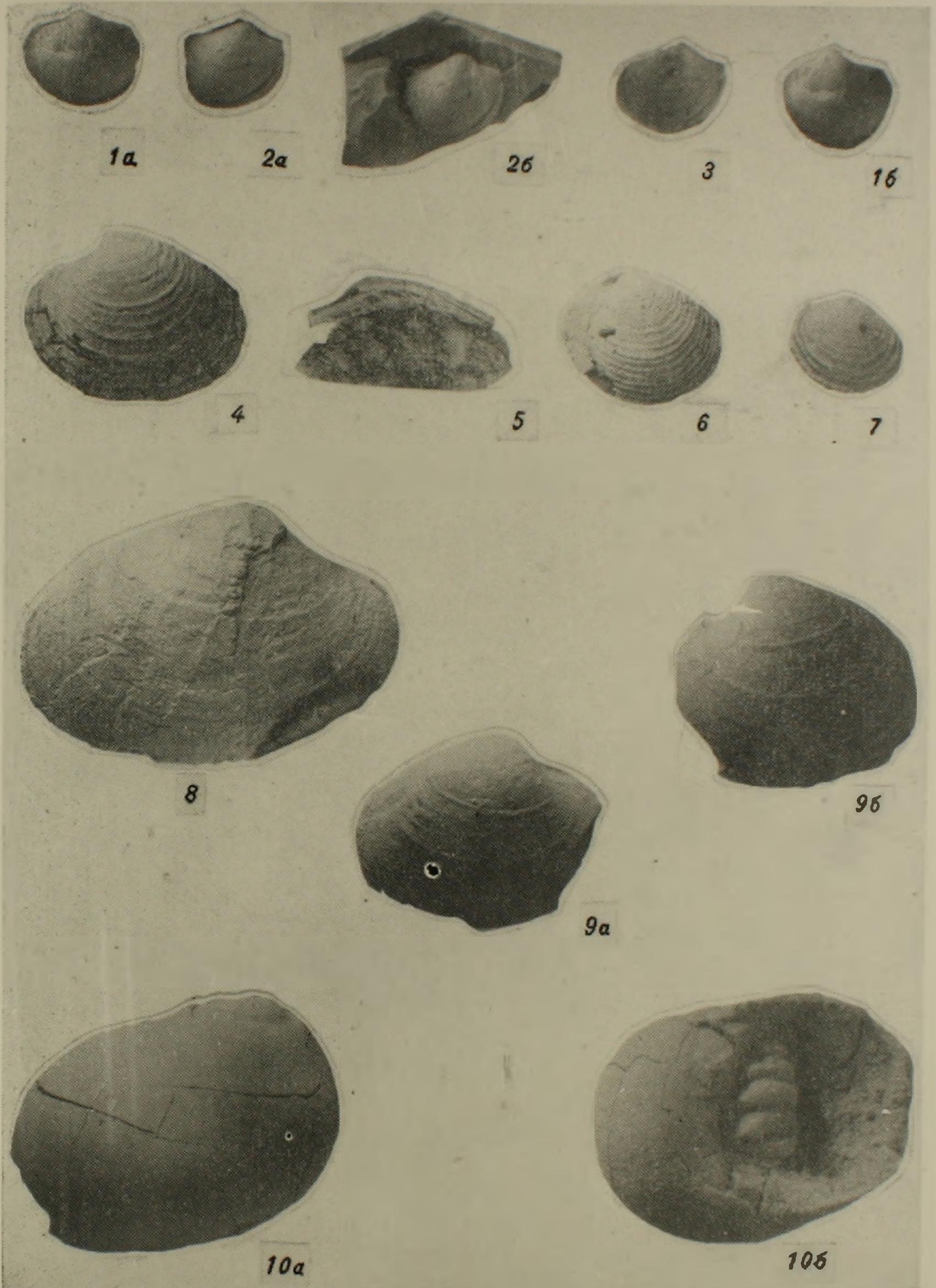
Размеры (в мм):

высота	30,0; 22,0
ширина	39,8; 33,0
длина устья	26,2; 20,2
ширина устья без внутренней губы	16,2; —
плевральный угол	110°; 110°

Сравнительные заметки. Сравнение описываемого материала с изображениями и описаниями различных видов *Nerita* из палеогеновых отложений Евразии не показало сходства. Этот вид стоит особняком как по своим размерам, так и по необычной морфологии. По своему внешнему виду он очень похож на *Natica hantoniensis* Pilk.

Местонахождение. Район между сел. сел. Эльпин—Чива.

Возраст. Горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi Армении.



- Фиг. 1, 2, 3. *Bathyarca gigantea* sp. n. Ядра натур. велич. Бассейн р. Веди — у сел. Чиманкенд. Зона *Variamussium fallax* Korob. фиг. 2 — голотип.
- Фиг. 4, 5, 6, 7. *Chione korobkovi* sp. n. Раковины, натур. велич. 4 — вид левой створки; 5 — замок правой створки; 6, 7 — левые створки. Район сел. Эльпин Горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi. фиг. 4 — голотип.
- Фиг. 8. *Pitar getschiensis* sp. n. Раковина, правая створка, натур. велич. Район между сел. Эльпин, Чива. Горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi.
- Фиг. 9. *Pitar elpinensis* sp. n. Двухстворчатый экземпляр в натур. велич. 9а — правая створка, 9б — левая створка. Район сел. Эльпин. Горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi.
- Фиг. 10. *Nerita gabrieliani* sp. n. Раковина в натур. велич. 10а — вид со спинной поверхности, 10б — вид со стороны устья. Район между сел. Эльпин, Чива. Горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi.

Պ. Մ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՓԱՓԿԱՄՈՐԹՆԵՐԻ ՆՈՐ ՏԵՍԱԿՆԵՐ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾԻՆԵՐԻՑ

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Հարավ-արևմտյան Հայաստանի պալեոգենի նստվածքների հարուստ ֆաունայի մենագրական մշակման ժամանակ, բացի բազմաթիվ հայտնի տեսակներից, մեր կողմից հավաքվեցին դեռևս չնկարագրված նոր տեղական տեսակներ:

Սույն հոդվածում նկարագրված են 5 նոր տեսակներ Հարավ-արևմտյան Հայաստանի պալեոգենի նստվածքներից:

Այդ տեսակներն են.

1. *Bathyarca gigantea* sp. n. գծ. 1, նկ. 1, 2, 3:
Գտնված է Վեդի գետի ավազանում — Չիմանքենդ գյուղի մոտ:
2. *Chione korobkovi* sp. n. գծ. 1, նկ. 4, 5, 6, 7:
Գտնված է արևմտյան Դարալագյազում — Էլփին գյուղի մոտ:
3. *Pitar getschiensis* sp. n. գծ. 1, նկ. 8:
Գտնված է Էլփին և Չիլա գյուղերի միջև:
4. *Pitar elpinensis* sp. n. գծ. 1, նկ. 9:
Գտնված է Էլփին գյուղի մոտ:
5. *Neritā gabrieliāni* sp. n. գծ. 1, նկ. 10:
Գտնված է Էլփին և Չիլա գյուղերի միջև:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Коробков И. А.* Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа (зона *Variamusium fallax* Korobkov). Тр. неф. геол.-раз. ин-та, серия А, вып. 113, 1939.
2. *Cossmann M.* Catalogue illustré des coquilles de l'Eocène des environs de Paris. Ann. Soc. Roy. Malac. de Belgique, fasc. 1, 1886.
3. *Cossmann M. et Pissarro G.* Iconographie complète des Coquilles fossiles de l'Eocène des Environs de Paris, t. 1, 1904.

ЛИТОЛОГИЯ

К. И. КАРАПЕТЯН

ВУЛКАН ДАЛИК

Вулкан Далик (Дали-тапа) находится в верховье р. Ерер, к юго-западу от сел. Кармрашен Азизбековского района Армянской ССР.

Лавовый покров Далика занимает междуречье Ерер-Меличка — правых притоков р. Арпа; отдельные потоки протягиваются на большие расстояния, один из них достигает долины р. Арпа, протягиваясь затем по ней на 4 км. С северо-запада площадь распространения лав ограничивается массивом г. Тексар.

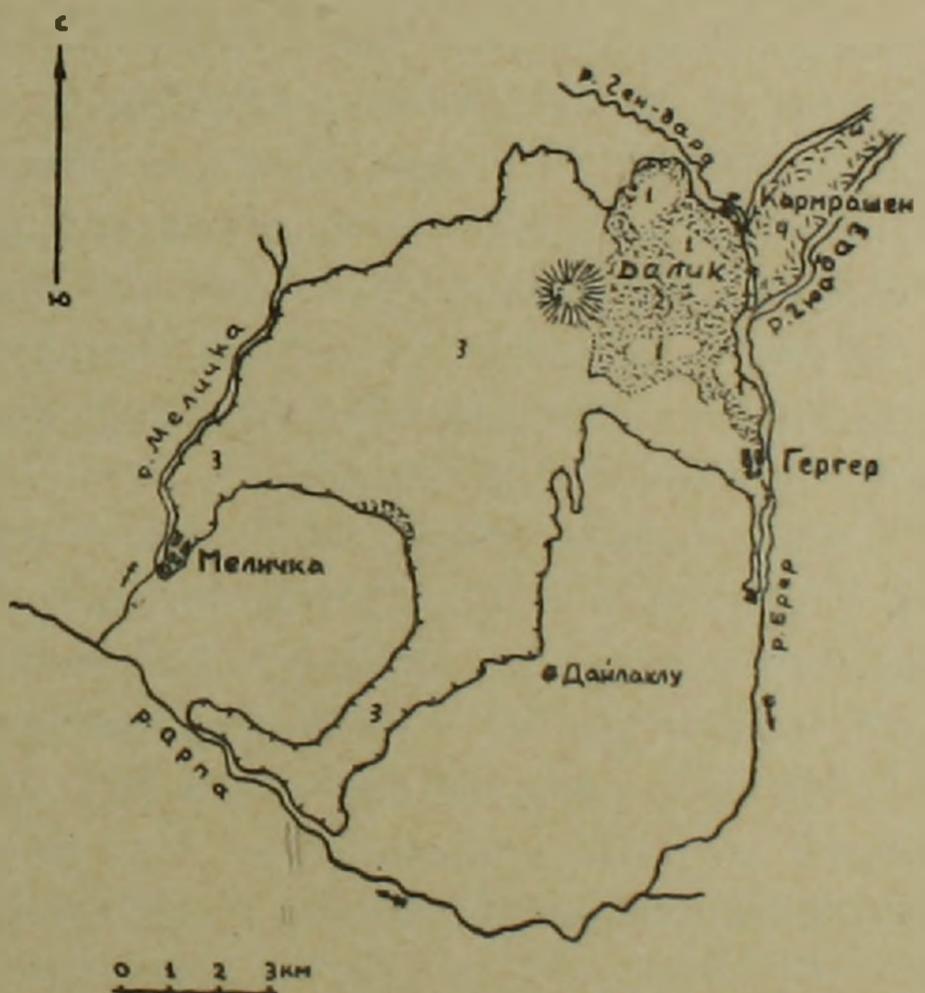
В тектоническом отношении район входит в складчатую зону Армении, характеризующуюся мощным воздыманием в неогене-постплиоцене, которое сопровождалось интенсивным наземным вулканизмом.

Четвертичный вулканизм этой области прсвляется в извержениях ареального типа. Одним из наиболее молодых эруптивных центров области является вулкан Далик. По мнению К. Н. Паффенгольца [9], извержение вулкана происходило в современную эпоху (поствюрм, тип *E*) уже на глазах доисторического человека.

Основание вулкана сложено мощной вулканогенно-осадочной толщей эоцена, образующей в районе конуса антиклинальную складку общекавказского направления.

Специальному исследованию Далик не подвергался; некоторые сведения о вулкане мы находим в работах В. Н. Котляра [6], К. Н. Паффенгольца [9], А. Т. Асланяна [1] и др.; специальные небольшие заметки вулкану посвящены Л. К. Конюшевским [5] и Э. Г. Малхасяном [7].

Летом 1956 года вулкан Далик изучался нами; полученные материалы и легли в основу настоящей статьи.



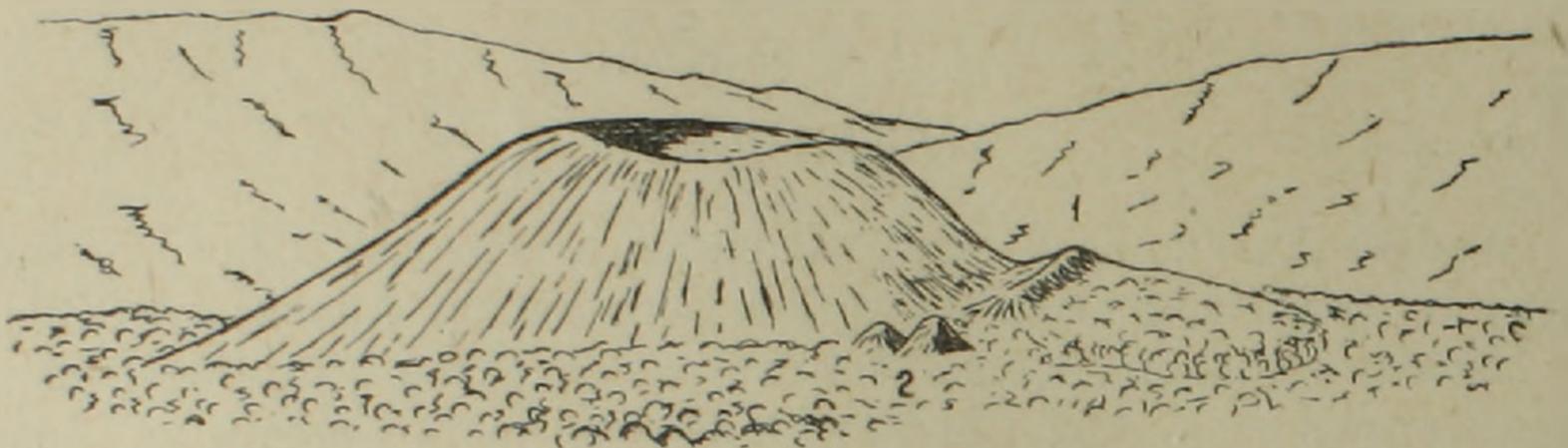
Фиг. 1. Схематический план вулкана Далик.

1 — лавы нижнего горизонта, 2 — слой "верхних" песков, 3 — лавы верхнего горизонта,

4 — лавовый поток вулкана Мурадсар.

Строение центра

Вулкан представляет собою усеченный конус, сложенный шлаками, лапилли и бомбами; диаметр основания его 1,6 км при относительной высоте 300—330 м. Абсолютная высота горы 2581 м.

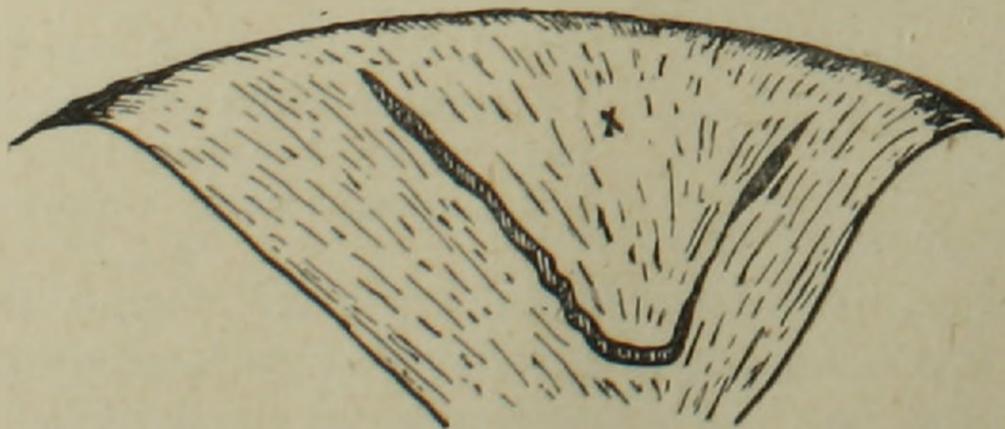


Фиг. 2. Вулкан Далик. Вид с северо-запада. 1 — лавовый вал, переходящий в небольшой поток лавы типа „аа“, 2 — горнитосы.

Тело вулкана прорезывают восемь неглубоких радиальных эрозионных балок, с пологими бортами, расширяющимися к основанию и постепенно выходящими кверху. Восточные и юго-восточные склоны массива в своем строении обнаруживают слабо выраженную ступенчатость, отвечающую отдельным крупным этапам накопления конуса; таких полукольцевых террас нами зафиксировано четыре. Склоны горы слабо задернованы; сквозь редкую растительность проглядывают серые и черные, редко бурые и буро-красные шлаки и лапилли, реже — вулканические бомбы.

На вершине горы расположен правильный воронкообразный кратер глубиной 100 м, гребень которого несколько понижается к югу. Диаметр кратера по гребню — 500 м; стенки его наклонены к горизонту под углом 35° и большей частью задернованы.

На восточном склоне кратерной воронки обнажается пласт обломочной породы, сложенный из шлаков и бомб, сцементированным агглютинированным рыхлым веществом кирпично-красного цвета.



Фиг. 3. Агглютинативный поток на восточном склоне кратера.

Агглютинативный пласт (мощность до 1,5 м), начинаясь на гребне кратера, совершенно согласно со склоном, в виде мощной оплывины параболического очертания в плане, спускается вниз, почти достигая дна кратера.

Сходные образования, с аналогичными условиями залегания в кратерах Обручева и Комарова на Ключевской сопке, были описаны Б. И. Пийпом [10]. Согласно взглядам этого исследователя, „в стадии процесса саморазогревания шлаковых конусов температура может быть столь высокой, что происходит не только агглютинизация рыхлого вещества но появляется и способность его к перемещению или истечению“ (стр. 186).

Такое толкование хорошо объясняет своеобразные очертания толщи в плане, ее выдержанную мощность и „приклеенность“ к крутым склонам кратера. Вероятно, и в кратере Далика мы имеем дело с явлением подобного рода, которое Б. И. Пийп называет „рефузией“.

Дно кратера представляет слабо наклонную к югу, небольшую площадку диаметром до 60 м, с сезонным родничком в юго-восточной части.

Дно и склоны воронки усыпаны большим количеством вулканических бомб и шлаков. Характерно, что здесь встречаются бомбы самых разнообразных типов.

С юго-запада, у основания конуса, в направлении с северо-запада на юго-восток протягивается невысокий гребень, сложенный светло-серой плотной лавой с редкими выделениями крупных (до 10 см) пузырьков каплевидной формы. Абсолютная высота гребня соответствует отметке дна кратера. В поперечном сечении лавовый вал асимметричен с более пологим юго-западным склоном, где последний постепенно переходит в небольшой, видимо, наиболее поздний, поток глыбовой лавы. Длина этого потока 700 м, ширина 300 м; мощность потока, хорошо выраженного в рельефе, достигает 20 м.

К северо-западу от лавового вала располагается группа невысоких горнитосов, сложенных свободно лежащими обломками окисленной лавы, шлаками и лапилли. Наиболее высокий из них достигает 15 м.

С западной и юго-западной стороны относительное превышение вулкана над лавовым плато снижается до 200 м. По-видимому, с этой стороны, из под основания конуса, и происходили излияния второго этапа. Аналогичные извержения наблюдали на Камчатке В. С. Кулаков и Б. И. Пийп [10]; в большом количестве они отмечены при извержениях Парикутина [11, 12]. Такого же характера, видимо, были извержения вулканов Перетолочина и Кропоткина в Восточном Саяне [8] и Голгата в Армении [2].

Указание Л. К. Конюшевского [5] на существование адвентивного кратера на юго-западном склоне Далика, а также предположение А. Т. Асланяна [1] о наличии соммы, нашими наблюдениями не подтвердились.

Лавовый покров вулкана Далик, образовавшийся в результате неоднократных излияний, слагается из отдельных потоков, переслаивающихся с отложениями вулканического песка. В результате картирования нам удалось выделить 2 горизонта лав (соответствующих

двум крупным этапам излияний), а также два слоя (нижний и верхний) вулканических песков.

Нижний слой песков залегает непосредственно на эоценовом основании и фиксируется в районах сс. Дайлахлу, Меличка, Аргяс, Кармрашен. Мощность слоя от 10—15 см до 1 м.

Нижний слой песков по всему плато перекрывается лавами первого (нижнего) горизонта, мощность которых крайне невыдержана.

Над этими лавами залегают мощные песчаные отложения (верхний слой песков), занимающие большую площадь к востоку от центра. К западу и юго-западу от вулкана пески эти встречаются в виде прослоев небольшой мощности. Подобное расположение песков верхнего слоя, видимо, обусловлено господством западных ветров в этот период извержения.

Верхний слой песков частично перекрывается лавами второго (верхнего) горизонта, занимающими большую часть северной, западной и юго-западной окрестностей вулкана. Взаимоотношение верхних песков и лав хорошо наблюдается у небольшого родничка, расположенного у северо-восточного основания конуса. Лавы второго горизонта нигде, даже у основания вулкана, не покрываются песками или другим рыхлым материалом.

Морфология вулканических образований

1. Вулканические бомбы

Вулканические бомбы в большом количестве встречаются на восточном склоне вулкана и в его кратере; в меньшей мере они распространены на северном, западном и южном склонах, а также у восточного подножья шлакового конуса. На склонах горы бомбы темно-серого и черного цветов; очень редко встречаются бурые бомбы. В кратере преобладают бомбы бурого, буро-красного и кирпично-красного цветов.

Как уже было сказано выше, бомбы в своих формах весьма разнообразны, что затрудняет их детальную систематизацию. Поэтому правильнее будет выделить несколько основных видов бомб.

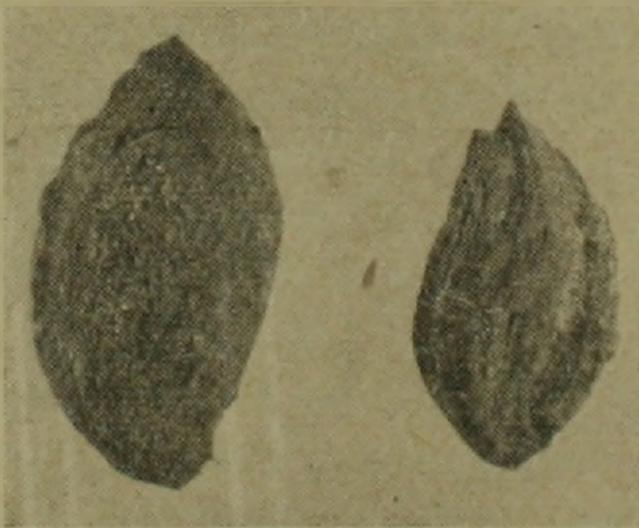
Бомбы типа хлебной корки. Встречаются относительно редко; это чаще всего неправильные, более или менее угловатые, слегка вытянутые тела с сетью открытых трещин на поверхности, напоминающей хлебную корку. Под этой коркой бомбы обладают пористой внутренней структурой. В изогнутых бомбах трещины, как правило, развиваются на выпуклой части.

Крученые бомбы. Встречаются довольно часто; это бомбы самых разнообразных, причудливых, в общем закрученных форм. Во внутренней части имеют пористую структуру. На некоторых из них наблюдаются слабо развитые трещины, аналогичные трещинам бомб типа хлебной корки.

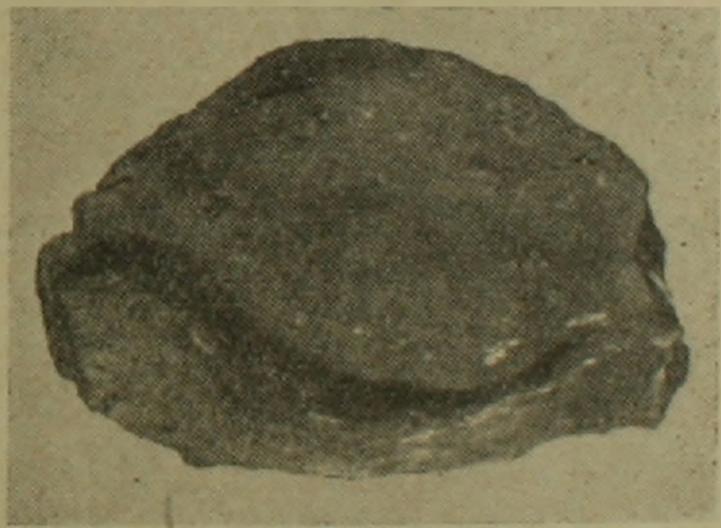
Бомбы веретенообразные, грушевидные, лимонообразные (фиг. 4, 5, 6). Это наиболее распространенный тип; бомбы представляют удли-



Фиг. 4. Веретенообразная бомба



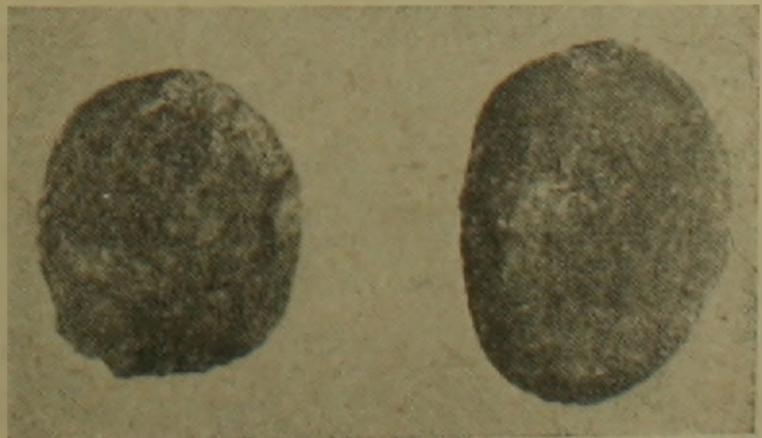
Фиг. 5. Грушевидные бомбы.



Фиг. 5. Лимонообразная бомба.

ненные тела вращения, чаще всего с отслоенной в средней части поверхностью. Некоторые из них имеют совершенно гладкую поверхность. Бомбы веретенообразные и грушевидные часто с оттянутыми концами. Поверхностная оболочка закаленная, более плотная, чем богатая порами внутренняя полость; последняя иногда слагается из чередующихся слоев плотной и пузыристой породы.

Дискоидальные бомбы (фиг. 7). Встречаются очень редко; представляют дискообразные немного вытянутые тела с тонкопористой гладкой поверхностью. Внутренняя часть бомб этого типа структурно



Фиг. 7. Дискоидальные бомбы.

мало отличается от корки остывания. По ребру „диска“ проходит тонкий заостренный круговой выступ.

Размеры бомб колеблются в пределах 0,3—1,5 м. Встречаются миниатюрные бомбы размером 2,5 см, веретенообразной, грушевидной и лимонообразной форм. В кратере Далика найдены уникальные бомбы [4] микроскопических размеров (порядка 1,5—4 мм).

Следует отметить, что при всем разнообразии форм и размеров бомбы обладают примерно тождественным составом.

2. Шлаки и лапилли

Близкие по условиям образования шлаки и лапилли отличаются главным образом размерами и разделение их носит условный характер. К шлакам относятся куски размерами от 3 см и выше, к лапилли — от 3 см до 3—2 см. К лапилли вплотную примыкают пески, имеющие некоторые, присущие только им, особенности.

Вещество шлаков и лапилли одинаково; это сильнопористые породы (до 40% пор) с едва заметными порфиристыми выделениями оливина, плагиоклаза и пироксена. Размеры пор варьируют в больших пределах, составляя в среднем 3—4 мм. Это замкнутые полости эллипсоидальной, оваловидной, реже неправильной формы (эти последние более крупные), пронизывающие породу во всех направлениях. Поры соединяются друг с другом концами округлых очертаний. Стенки между порами относительно толстые (в среднем 0,3 мм). Поры имеют гладкую глянцевую, стекловидную, как бы оплавленную поверхность. В кавернах неправильной формы поверхность негладкая, слегка бугорчатая, с слабо развитыми сосочками и каплевидными выступами.

Цвет шлаков и лапилли на склонах конуса обычно темно-серый и черный, а в кратере — буро-красный и кирпично-красный. Лапилли, вследствие присутствия большого количества стекла, обладают более светлыми, серовато-зелеными цветами. В черных шлаках иногда наблюдается ирризирующая „ковеллиновая“ побежалость. Иногда встречаются тилитичные спумолиты и относительно плотные взрывные обломки.

3. Вулканические пески

Вулканические пески Далика состоят из частиц трех типов: а) стекла, б) стекла с микролитами и фенокристаллами и в) минералов. Из них количественно преобладают первые два типа.

Стекло частиц имеет различные окраски: зеленую, темно-зеленую, бурую, редко черную. В некоторые частицы стекла включены фенокристаллы оливина, клинопироксена, плагиоклаза, кварца, а также микролиты плагиоклаза и клинопироксена. Отдельные зернышки минералов (третий тип) представлены оливином, клинопироксеном, плагиоклазом, кварцем. На многих из них сохранились пленки стекла.

Разница между песками выделенных двух слоев выявляется только в преобладании частиц стекла той или иной формы. Так, стекловатые зерна нижнего слоя обычно имеют угловатую форму, тогда как для стекла верхнего слоя характерно преобладание форм, указывающих на пластическое состояние выброшенного материала.

По условиям залегания возможно было более или менее детально изучить пески верхнего слоя, перекрывающего почти непрерывным плащом лавы 1-го горизонта к востоку и северо-востоку от шлакового конуса. Ближе к конусу пески постепенно переходят в лапилли и шлаки. Представление об изменении величин зерен этих рыхлых отложений от центра к периферии покрова, на протяжении 3 км в северо-восточном направлении, дает таблица 1. Пробы взяты с поверхности покрова. Вес пробы 1 кг.

Таблица 1

Удаление от СВ основания конуса	СВ основа- ние %	В 1 км к СВ от основания %	В 2 км к СВ от основания %	В 3 км к СВ от основания %
Размер зерен				
> 3 см	38	8	—	—
3 м.м—3 см	21,5	27,5	16	1,5
1,5 — 3 м.м	18	28,5	34,5	37
1 — 1,5 м.м	14,5	15,5	14	21
0,5—1 м.м	4	13,5	16	17
0,25—0,5 м.м	3,5	10,5	13,5	16
< 0,25 м.м	0,5	4	6	7,5
	100,0	100,0	100,0	100,0

По мере удаления от центра извержения в том же северо-восточном направлении заметно уменьшение содержания оливина и клинопироксена.

Отсортированность зерен по величине наблюдается и в вертикальном направлении, как например, в слоистых песках верхнего слоя в 2,5 км к югу от сел. Кармрашен. Здесь, в периклинально залегающей толще песков, нами насчитано до 120 слоев (мощностью в 2—3 см), в каждом из которых наблюдается отсортированность зерен с уменьшением размеров песчинок снизу вверх.

4. Лавовые потоки

В результате неоднократных излияний Далика образовался довольно обширный лавовый покров площадью в 70—75 км²; мощность его колеблется в пределах 2—30 м. Лавы покрова отдельными „языками“ спускаются вниз по ущельям рр. Арпа и Ерер (Дайлахлинский и Булагларский потоки), перекрывая первые галечные террасы (2—3 м).

На узких „стиснутых“ участках прохождения лавы сохранились бортовые валы высотой 5—10 м, придающие потоку желобообразную форму. Такое строение имеет один из потоков в районе сел. Дайлахлу. Аналогичные глыбовые нагромождения наблюдаются во фронтальной части покрова к северу от вулкана, где лава встречала преграду в виде возвышенностей, протягивающихся перпендикулярно к направлению движения лав. Относительно выровненная поверхность потоков иногда нарушается лавовыми вздутиями, сводовая часть которых часто бывает обрушена.

Поперечный разрез потоков в общем постоянен. Поверхность потока слагают глыбы сильно пузыристых лав; ниже следует зона более плотных, массивных, темно-серых, почти черных пород, подстилаемая, в свою очередь, обломочным слоем, аналогичным таковому поверхности потока. Верхний и нижний обломочные слои составляют $1/3 - 2/3$ от общей мощности потока.

Поверхности потоков слагаются из обломков и глыб слабо раскристаллизованных темно-серых, иногда черных пород, с неровным изломом и морщинистым характером своих ограничений. Порою эти глыбы спекаются. Поры, занимающие до 35% всего объема, имеют, в основном, эллипсоидальную форму, пронизывают породу во всех направлениях и распределяются равномерно. В поперечнике глыбы обычно не превышают 1 м. Породы слабо затронуты выветриванием, которое выражается только лишь в дезинтеграции ранее спекшихся обломков. Следуя представлениям Джаггара [13] и Б. И. Пийпа [10], лавы можно отнести к типу гавайской глыбовой лавы (или типу „аа“).

Ниже обломочного слоя следует относительно хорошо раскристаллизованная, более или менее плотная лава, обладающая в мощных потоках несовершенной призматической отдельностью. В верхней части эта зона более пузыристая, чем в нижней. С глубиной увеличивается „сплюснутость“ газовых пузырьков, всегда вытянутых в направлении движения потока. Сверху вниз увеличиваются и размеры пузырьков, изменяясь от миллиметров до нескольких сантиметров.

В более тонких потоках лавовое тело рассекается на отдельные полиэдры трещинами различного направления. Чрезвычайно разнообразная пространственная ориентировка трещин затрудняет их систематизацию, хотя почти во всех случаях довольно отчетливо фиксируется система трещин, параллельных нижней поверхности потока.

Нижний обломочный слой сходен с поверхностью потока. Различие заключается в наличии небольшого количества обломков сплюснутой формы. Обломки эти, которые не встречаются в верхнем обломочном слое, невелики (до 30 см) и слабопористы.

Петрографическая характеристика продуктов извержений

Лавы Далика и соответствующие им рыхлые продукты минералогически и химически почти тождественны, отличаются только

лишь своей структурой. Поэтому ниже дается общая характеристика всех продуктов извержений.

Преобладающей частью этих образований является основная масса, в которую погружены вкрапленники плагиоклаза, оливина, клинопироксена и зерна ксеногенного кварца. В лавах вкрапленники распределяются равномернее, чем в рыхлых продуктах. Представление о количестве этих минералов в лаве дают средние числа из 50 количественно-минералогических подсчетов.

Фенокристаллы	{	плагиоклаз	2,1%
		оливин	2,0%
		клинопироксен	0,5%
Кварц			0,2%
Основная масса			95,2%
			100,0%

Ниже приводится краткая характеристика фенокристаллов и основной массы.

Плагиоклаз. Во вкрапленниках плагиоклаза можно выделить две разновидности. Первая представлена зернами размерами 0,3—0,8 мм. Здесь плагиоклаз большей частью резорбирован, имеет плавные очертания и образует прихотливой формы вкрапленники, переполненные включениями стекла, „гранулирующего“ зерно минерала.

Локализация стекла не имеет выдержанного характера: в крупных зернах оно заполняет периферические части, оставляя ядро чистым, в мелких кристаллах нацело загрязняет весь индивид. В зональных фенокристаллах загрязнение происходит строго вдоль внешней зоны. Во всех случаях, переполненный стеклом вкрапленник окружен тонкой каймой свежего плагиоклаза. Во всех 180 образцах видимая связь между стекловатой частью вкрапленника и основной массой („втёчная“ структура) отсутствует.

Другая часть вкрапленников представлена совершенно свежим плагиоклазом в зернах, образованных небольшими (до 0,4 мм) кристаллами лейстовидной формы, вытянутыми по [100].

Вкрапленники довольно часто обнаруживают зональное строение. Характер зональности плагиоклаза чаще всего прогрессивный, значительно реже регрессивный и осцилляторный.

Во вкрапленниках плагиоклаза на федоровском столике был произведен 81 замер. Полученные точки уклоняются от кривых диаграммы Никитина в одном и том же направлении и образуют рои в виде полос, в общем параллельных стандартным кривым. Отклонение в пределах 4—5°; иногда эта величина возрастает до 8—10°. Такое отклонение ориентировки оптической индикатрисы характерно для высокотемпературных плагиоклазов вулканических пород.

При определении состава плагиоклазов во вкрапленниках нами была использована диаграмма, предложенная А. Н. Заварицким,

В. С. Соболевым, Л. В. Кваша, В. П. Костюковым и А. П. Бобринич [3]. Отклонение точек наших определений от кривых этой диаграммы очень незначительное. Состав плагиоклаза в среднем колеблется в пределах 50—62% Ап. Из приведенных цифр видно, что колебание состава происходит в довольно широком диапазоне, что вообще характерно для пироксеновых и оливиновых четвертичных лав Даралагеца. Колебание состава плагиоклаза порфировых выделений в роговообманковых лавах этой области менее заметно. Следует отметить, что и оптика других минералов во вкрапленниках этих лав подвержена заметным колебаниям, причем эти пределы сравнительно невелики опять-таки в роговообманковых эффузивах.

Оливин. Встречается в порфировых выделениях размером 0,5—0,6 мм, редко до 1,2 мм, в типичных своих формах, дающих короткостолбчатые или вытянуто-шестиугольные разрезы. Контуры зерен чаще всего четкие; некоторые из них носят на себе следы коррозии, выражающиеся в закруглении углов. Минерал обычно свежий и бесцветный. Разложение оливина, наблюдаемое только в окисленных взрывных продуктах, выражается в образовании рудным минералом непрерывной каймы вокруг фенокристаллов. Иногда рудное вещество с периферии по трещинкам проникает внутрь кристалла. Рудный минерал ассоциирует с оливином также в виде идиоморфных кристалликов магнетита, вросшего во вкрапленник. Очень часто в окисленных продуктах вдоль трещин откладывается прозрачное буро-красное вещество окиси железа.

Оптические свойства оливина были определены на федоровском столике. Угол оптических осей колеблется от -81° до $+81^\circ$, что соответствует колебаниям содержания фаялитовой молекулы (по Винчеллу) от 34% до 4%. Средний угол $2v$ (из 26 замеров) составляет -87° , что соответствует 20% фаялитовой молекулы. Двупреломление в пределах 0,038—0,035. В оливине, отобранном из песков, были определены показатели преломления: наименьшие величины $N_g = 1,712$, $N_m = 1,689$, $N_p = 1,679$; наибольшие величины $N_g = 1,720$, $N_m = 1,708$, $N_p = 1,696$.

Клинопироксен. Клинопироксен слегка зеленоватый, реже буроватый, образует небольшие короткостолбчатые кристаллы 0,3—0,4 мм, часто концентрирующиеся в отдельные участки.

В сечениях (001) фенокристаллы имеют очертания, характерные для авгита; реже встречается клинопироксен диопсидового габитуса. В этом же сечении погасание часто происходит неравномерно — в виде пятен, клинообразно сходящихся к центру зерна (напоминает фигуру „песочных часов“). Для минерала обычна спайность по (110).

Угол оптических осей колеблется в пределах $+55^\circ$ — $+60^\circ$, редко несколько выше, в среднем составляя $+58^\circ$ (из 18 определений). Угол CNg в среднем 43° (18 замеров), $N_g - N_p$ в пределах 0,023—0,025. Наименьшие значения показателей преломления $N_g = 1,706$,

$N_m = 1,691$. $N_p = 1,683$; наибольшие значения $N_g = 1,731$, $N_m = 1,723$, $N_p = 1,708$.

Кварц. Обычно встречается в виде зерен размером до 0,8 мм, редко до 2—3 мм, и имеет неправильные, иногда явно осколочные очертания. Зерна кварца опоясываются тонкой каймой, состоящей из лейстовидных кристалликов клинопироксена. Располагаясь перпендикулярно к поверхности кварца, кристаллики клинопироксена образуют своеобразный венчик. Пироксеновый венчик иногда отделяется от зерна кварца тонкой прокладкой светло-бурого стекла. Наличие такого венца говорит о ксеногенном характере кварцевых образований.

Основная масса. Слагается из стекла, микролитов плагиоклаза, клинопироксена и зернышек рудного минерала. Структура основной массы меняется от витрофировой до гиалопилитовой и пилотакситовой (внутренняя часть потоков). Стекло в песках и лапилли светло-бурое, в бомбах, шлаках и лавах темно-бурое до черного, непрозрачного. Показатели преломления стекла в пределах 1,553—1,564. Максимальные значения характерны для темноокрашенных стекол.

Плагиоклаз представлен сильно вытянутыми, нередко сдвойникованными, часто раздвоенными на концах, микролитами. Микролиты плагиоклаза и клинопироксена иногда образуют гломеропорфировые сростки. В скоплениях кристалликов плагиоклаза и клинопироксена наблюдается идиоморфизм второго по отношению к первому.

Определение состава микролитов плагиоклаза производилось измерением углов погасания в сечении $\perp [100]$. Пределы значений угла погасания были 26—29° (из 218 замеров), что по Джохансену отвечает составу плагиоклаза № 47—52. Необходимо отметить, что примерно такой же состав (по кривым Никитина) имеют каемки свежего плагиоклаза, выросшие на загрязненные стеклом фенокристаллы. Этим же углам погасания по „высокотемпературной“ кривой Терча соответствует состав 40—50% Ап.

Клинопироксен основной массы образует короткопризматические кристаллики, не превышающие 0,1 мм. Было произведено 8 определений углов оптических осей. Среднее значение $2v$ составляет $+47 - +54^\circ$, что несколько меньше такового в фенокристаллах клинопироксена.

В основной массе, в довольно большом количестве, присутствуют хорошо образованные кристаллики магнетита. Кристаллы — хорошо наблюдаемые в светлом мезостазице — небольших размеров (20—40μ) и имеют форму квадратиков и гранул.

Химическая характеристика продуктов извержений

Данные четырех химических анализов* продуктов вулкана позволяют определить их принадлежность к обширной группе андезитобазальтов. Заслуживает внимания тот факт, что химически лавы 1-го

* Анализы выполнены в ИГН АН АрмССР аналитиком А. Петросян.

и 2-го этапов излияний (обр. 31 и 84), а также шлаки (обр. 13) почти тождественны. Несколько отличается состав вулканических микробомб. В частности, материал бомб характеризуется несколько пониженным содержанием кремнезема и K_2O и относительно высоким содержанием CaO .

Результаты этих химических анализов и вычисленные числовые характеристики приводятся в следующих таблицах.

Результаты химических анализов

№№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	ппп	$-H_2O$	Сумма
13	56,00	0,70	16,57	1,86	5,15	0,12	8,00	5,75	3,08	1,98	0,40	0,60	100,2
31	56,10	0,73	16,12	3,38	5,14	0,11	7,10	5,05	3,18	1,98	1,20	0,36	100,43
84	55,79	0,78	15,49	5,24	4,84	0,12	7,15	6,48	2,08	1,70	—	0,58	100,25
100g	54,29	0,83	14,27	11,08	0,62	0,12	8,55	5,35	3,10	1,28	0,34	0,20	100,03

Числовые характеристики

№№ обр.	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	ε	t	Q	a/c
13	9,7	6,3	19,8	64,2	—	33,5	48,9	17,6	70,5	8,3	0,95	+2,7	1,5
31	10,0	5,8	19,4	64,8	—	40,6	44,5	14,9	71,3	14,9	0,95	+3,8	1,7
84	7,1	6,8	22,1	64,0	—	41,5	49,8	8,7	61,4	20,4	1,06	+7	1,07
100g	8,6	5,1	24,1	63,2	—	41,3	37,4	21,3	78,1	38,9	1,1	+3,1	1,9

13. Черные шлаки с восточного склона кратера.

31. Лавы первого этапа излияния (в 2 км к СВ от конуса).

84. Лавы второго этапа излияния (в 2 км к Ю от конуса).

100g. Микробомба из агглютинативного потока.

Возраст вулкана

В отношении возраста вулкана мнения большинства исследователей сходятся на позднечетвертичном времени. К. Н. Паффенгольц на основании ряда геологических данных допускает, что извержения вулкана происходили на глазах доисторического человека.

Основываясь на данные А. Т. Асланяна [1], который считает, что подъем Малого Кавказа в четвертичное время происходит в среднем со скоростью 0,2 мм в год, можно приблизительно рассчитать возраст Далика, который составит 10—15 тысяч лет.

Нашими наблюдениями также подтверждается совсем юный возраст Далика. В этом отношении интересно обнажение в верховьях р. Ерер у сел. Кармрашен. Один из потоков первого этапа, в районе селения, подпрудил р. Ген-дара, обусловив образование широкой агградационной долины, по которой и течет ныне сильно меандрирующая современная река. Ниже указанного селения река, будучи оттеснена лавами Далика к востоку, врезалась в более древний лавовый поток юго-западного направления, центром излияния которого являет-

ся конус Мурадсар. В этом потоке река пропилила узкую (2—3 м) щель глубиной в 10—12 м и, еще не достигнув его подошвы, низвергается водопадом в р. Гюабаз.

В ы в о д ы

Вышеизложенный материал позволяет нам сделать следующие выводы:

1. Активная жизнь Далика складывалась из чередования эксплозивных и эффузивных стадий, вероятно разобщенных небольшими промежутками времени. Эксплозивная деятельность вулкана затухает перед излиянием лав 2-го этапа.

2. Излияния лав происходили из-под основания конуса.

3. Извержения Далика носили стромболианско-вулканский характер, обусловленный резкими колебаниями теплового и газового режимов в период эруптивной жизни вулкана.

4. Тожественный минералогический и химический составы лав различных этапов и соответствующих им эксплозивных продуктов, свидетельствует об относительно быстром, одноактном исчерпании недифференцированного вулканического очага.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 7 II 1959

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԴԱԼԻԿ ՀՐԱՅՈՒԽԵՐ

Ա մ փ ո փ ու լ մ

Դալիկ (Դալի-թափա, Թափուռի դալիկ) հրաբուխը գտնվում է Հերհեր գետի վերին հոսանքում ՀՍՍՌ Ազիդրեկովի շրջանի Կարմրաշեն գյուղի շրջակայքում: Դալիկը Հայաստանի ամենաերիտասարդ հրաբուխներից մեկն է: Կ. Ն. Պաֆենհուլցի [7] կարծիքով, նրա ժայթքումը տեղի է ունեցել նախապատմական մարդու օրոք:

Դա բալականին մեծ (հիմքի տրամագիծը— 1600 մ, հարաբերական բարձրությունը 300—350 մ), լավ պահպանված շրակային կոն է, որի գագաթին տեղավորված է ծագարածև խառնարան, խորությունը մինչև 100 մ: Պառնարանի վերին տրամագիծը հասնում է 500 մ: Հրաբուխի բացարձակ բարձրությունն է 2581 մ:

Պառնարանի արևելյան լանջի վրա մերկանում է ազլյուտինատային հաստվածք (1,5 մ հզորություն), որը սկիզբ առնելով խառնարանի եզրից, լանջին ներդաշնակ ձգվում է մինչև խառնարանի հատակը: Ազլյուտինատային հոսքի առաջացումը հեղինակը բացատրում է բեֆուզիայի երևույթով: Պառնարանի լանջերը և հատակը ծածկված են մեծ քանակությամբ զանազան տեսակի հրաբխային սումբերով, որոնց շափսերը տատանվում են մեծ սահմաններում (4 մմ—1 սմ):

Կոնի հարավ-արևմտյան հիմքի մոտ հյուսիս-արևմուտքից դեպի հարավ-արևելք ձգվում է բարձր լավային թումբ, որը աստիճանաբար փոխվում է ոչ մեծ բեկորային ռև—Աճ տիպի լավային հոսքի: Թմբից հյուսիս-արևմուտք գտնվում են մի խումբ հորնիտոսներ:

Դալիկը գտնվում է ընդարձակ (70—75 կմ²) անդեզիտո-բազալտային լավաների սարահարթի վրա. այդ լավաները ծածկում են Հերհեր-Մալիշկա միջազևտային տարածությունը:

+2+3 մ բարձրություն ունեցող լավային առանձին հոսքերը ծածկում են Արիա և Հերհեր գետերի դարավանդները: Հրաբխի լավաներում անջատվում են երկու հորիզոն, որոնք հերթափոխվում են հրաբխային ավազների երկու շերտով: Վերին շերտի ավազները տեղավորված են ժայթքման կենտրոններից դեպի արևելք: Տարբեր հորիզոնների լավաների և էքսպլոզիվ պրոդուկտների կազմը միանման է և համապատասխանում է օլիվինային անդեզիտո-բազալտների կազմին:

Պորֆիրային անջատումները ներկայացված են պլազիոկլազով, օլիվինով, կլինոպիրոքսենով: Բավական հաճախ հանդիպում են քսենոգեն կվարցի հատիկներ: Տարբեր տեսակի պրոդուկտների քիմիական կազմը բերված է աղյուսակում:

Ենթադրվում է, որ հրաբխի ժայթքումը ուղեկցվել է լավաների երկու մեծ արտահոսումներով: Արտահոսումները զուգակցվել են ուժգին պլազիոկլազներով, որոնք սկիզբ են տվել մեծ քանակությամբ ավազների և մոխիրների առաջացմանը:

Լավաների արտավիժումները տեղի են ունեցել կոնի հարավ-արևմտյան հիմքի տակից:

Դալիկի ժայթքումները կրել են ստրոմբոլյան վուլկանային բնույթ, որը պայմանավորված է եղել ջերմային և գազային ռեժիմի մեծ տատանումներով:

Քիմիական և միներալոգիական կազմությունների նմանությունը վկայում է օջախի թույլ ածանցման մասին:

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Аипстрат, Ереван, 1958.
2. Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты. „Тр. лабор. вулкан.“, вып. 7, 1953.
3. Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Г., Костюк В. П., Бобриевич А. П. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов. „Зап. минер. об-ва“. Вторая серия, ч. 87, выпуск 5, 1958.
4. Карапетян К. И. Микробомбы вулкана Дали-тапа. „Изв. АН АрмССР“, том XI, серия геологич. и географ. наук, № 2, 1958.
5. Конюшевский Л. К. Потухший вулкан Дали-тапа. „Изв. Кавк. Отд. Географ. Об-ва“, т. XXIII, № 1, 1915.
6. Котляр В. Н. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. „Материалы Геол. Ком. по общей и прикладной геологии“, вып. 136, 1930.
7. Малхасян Э. Г. Потухший вулкан Дали-тапа. „Природа“, № 8, 1952.

8. Обручев С. В. и Лурье М. Л. Вулканы Кропоткина и Перетолочина в Восточном Саяне. „Тр. Лаб. вулкан.“, вып. 8, 1954.
9. Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. „Зап. минер. об-ва“, ч. 40, вып. 2, 1931.
10. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. „Тр. Лаб. вулкан.“, вып. 11, 1956.
11. Bullard F. M. S. Studies on Paricutin volcano, Michoacan, Mexico. Bull. Geol. Soc. Am. Vol, 58, 1947.
12. Krauskopf K. and Williams H. The activity of Paricutin during its third year. Trans. Americ. Geophys. Union. v. 27, N 3, June, 1946.
13. Jaggard T. A. Protection of harbors from lava flow. Am. Journ. Sci., vol. 243-A 1945.

ПЕТРОГРАФИЯ

Բ. С. ВАРТАПЕТЯՆ

О БАЗУМСКОМ ИНТРУЗИВНОМ КОМПЛЕКСЕ

Район верхнего течения *р. Агстев* является характерной областью распространения магматических пород, представленных как в эффузивной, так и в интрузивной фациях.

Под мощной вулканогенной толщей эоцена, местами в виде небольших островков, обнажаются сильно перемятые пласты серых известняков верхнего мела, слагающих ядро крупной Агстевской антиклинальной складки. В ядре и частично на крыльях, упомянутая Агстевская складка разбита крупными разломами, вытянутыми примерно параллельно простиранию складки.

Сильно дислоцированные вулканогенная и осадочная толщи пород прорваны крупными секущими, а местами небольшими дайкообразными интрузиями разнообразного петрографического состава.

Геологически сложно построенный район местами покрыт новейшими рыхло-обломочными отложениями, образующими особенно мощные скопления в долине *р. Агстев* между сел. сел. Лермонтово и Фиолетово.

Интрузивные породы бассейна верхнего течения *р. Агстев* имеют широкое распространение и отличаются большим разнообразием петрографического состава.

Детальное геологическое картирование и результаты микроскопического исследования позволяют интрузивы района расчленить на три комплекса, из которых, рассматриваемый в данной статье, Базумский комплекс является наиболее ранним по возрасту.

Базумский комплекс интрузии кварцевых диоритов

Под этим комплексом понимается южная краевая часть крупного интрузивного тела, известного в литературе под названием Геджалинского массива, которая была охвачена съемкой в масштабе 1:25000. Эта часть сложена главным образом кварцевыми диоритами, переходящими вблизи южного контакта в диориты.

Сам же Геджалинский массив по литературным данным представлен диоритами, гранодиоритами, монцонитами и гранитами.

Все они, кроме гранитов, взаимно связаны постепенными переходами.

Инtruзия кварцевых диоритов прослежена (южный контакт Геджалинского массива) с запада на восток по северному склону долины р. Агстев примерно на 16—17 км.

На всем этом протяжении — от сел. Амзачиман и до Тандзутского месторождения — инtruзия кварцевых диоритов сечет породы вулканогенной толщи среднего эоцена и образует с ними крутые контакты, падающие в большинстве случаев в сторону прорванных пород.

В западной части района контакт рассматриваемой инtruзии, видимо, тектонический; инtruзия внедрялась по разлому и имеет с ним согласное крутое падение в северные румбы.

У сел. Лермонтово Геджалинская инtruзия контактирует с габбро, но характер этого контакта не похож на описанный контакт кварцевых диоритов с вулканогенными породами эоцена.

О характере контакта кварцевых диоритов с габбро более подробно будет сказано ниже.

На всем протяжении контакта кварцевых диоритов с вулканогенными породами эоцена, отмечаются контактовые и гидротермальные изменения последних. Вдоль контакта кварцевых диоритов проходит широкая зона гидротермально-измененных обеленных, заохренных пород, которая протягивается от сел. Амзачиман к сел. Лермонтово и, примерно через кладбище последнего, тянется в сторону Тандзутского месторождения.

В контакте с кварцевыми диоритами, западнее селения Лермонтово, отмечается ороговикование диоритовых порфиритов и местами их инъектирование и инпрегнирование кварцевыми диоритами.

Заслуживает особого интереса изменение, под влиянием инtruзии, диоритовых порфиритов и, возможно, кварцевых порфиритов, которые под термальным и механическим воздействием, местами вблизи контакта (Якшатова балка), превращены в характерные гнейсовидные кордиеритовые и плагиоклаз-пироксеновые сланцы.

В инtruзии кварцевых диоритов, и в особенности в ее краевой зоне, отмечаются включения ксенолитов, состоящих из прорванных вулканогенных пород, преимущественно диоритовых порфиритов. Ксенолиты представлены темными измененными породами с зеленоватым оттенком, имеют угловатые или округлые формы, диаметр от нескольких сантиметров до 15—20 см. Ксенолиты местами настолько часты, что оставляют впечатление эруптивных „брекчий“ с темными обломками различных величин, сцементированными светлым (пестрым) кварцевым диоритом.

В кварцевых диоритах наблюдается характерная матрацевидная отдельность с падением плоскостей отдельности на северо-восток и реже на юго-запад под углом от 40 до 80°.

Кварцевые диориты представляют серые, более или менее равномернозернистые породы. Среди белых с синеватым оттенком полевых

шпатов выделяются темноцветные минералы, представленные амфиболами, пироксенами и реже биотитом.

Под микроскопом структура породы призматически-зернистая.

Состав: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, амфибол, пироксен, биотит, акцессорные — зерна рудного минерала и апатита.

Плагиоклаз, представленный зональным андезин-олигоклазом, образует идиоморфные призматические кристаллы, между которыми заключены единичные ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата и многочисленные мелкие зерна кварца.

Среди цветных минералов преобладает амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой, в центральной части зерен которой сохраняются то более, то менее крупные реликты и целые зерна моноклинного пироксена. Биотит присутствует в подчиненном количестве, всегда ассоциируясь с кристаллами амфибола.

Апатит и зерна рудного минерала образуют включения в кристаллах цветных компонентов.

Как уже было отмечено, в краевых частях интрузии намечается переход от серых кварцевых диоритов к темно-серым диоритам.

Существенная разница между этими породами заключается в том, что плагиоклаз в диоритах, в отличие от кварцевых диоритов, представлен андезином, кварц в них отсутствует или содержится в ничтожных количествах. Диориты отличаются большим содержанием (до 50%) темноцветных минералов, среди которых преобладающее место занимает обыкновенная роговая обманка. Структура у диоритов порфировидная или переходная к габбровой. Диориты в свою очередь у южного контакта переходят к габбро-диоритам, состав которых характеризуется следующими результатами химических анализов и вычисленными соответствующими основными числовыми характеристиками (по А. Н. Заварицкому) трех образцов породы 306-с, 765-с и 433-с*.

По числовым характеристикам среднего состава изверженных горных пород по Дэли**, проанализированные породы находятся между рядами диоритов и габбро и определяются как габбро-диориты. При этом порода образца 306-с приближается к диоритовому ряду, а 433-с — к ряду габбро.

Жильные породы интрузии кварцевых диоритов представлены аплитами, дайками диоритовых порфиров и пегматоидными образованиями.

Аплиты представляют плотную кристаллическую зеленовато-серую породу. Мощность аплитовых даек составляет 15—20 см. Они имеют преимущественно крутое падение на юго-запад (220—250°).

* Анализы образцов произведены в лаборатории Армянского геологического управления химиком А. К. Иваняном.

** В дальнейшем определение пород по числовым характеристикам будет произведено по тому-же источнику.

Обр. 306-с	Вес %	Молек. колич.	
SiO ₂	57,74	961	965 S
TiO ₂	0,29	004	
Al ₂ O ₃	10,71	105-72=33 C
Fe ₂ O ₃	9,70	661×2=122	
FeO	3,1	043	} 166
MnO	0,09	001	
MgO	2,82	069	} 355 B
CaO	8,59	153-33=120	
Na ₂ O	2,95	047	} 072×2=144 A
K ₂ O	2,38	025	
ппп	1,20		
H ₂ O	0,40		
Сумма	99,97		
			A=144 a= 9,7
			C=33 c= 2,5
			B=355 B=23,1
			S=965 s=64,7
			N=1497 100

Обр. 765-с	Вес %	Молек. колич.	
SiO ₂	52,82	879	844 S
TiO ₂	0,44	055	
Al ₂ O ₃	22,12	217-64=153	- 131=022×2=044
Fe ₂ O ₃	5,85	036×2=72	
FeO	3,35	047	} 120
MnO	0,06	001	
MgO	2,52	062	} 266,1
CaO	7,37	131	
Na ₂ O	3,14	051	} 64×2=128 A
K ₂ O	1,21	013	
ппп	0,67		
H ₂ O	0,40		
Сумма	99,95		
			A=128 a=9,3
			C=131 c=9,6
			B=226 B=16,5
			S=884 s=64,6
			N=1369 100

Дайки диоритовых порфиритов встречены севернее южного контакта интрузии между выходом Лермонтовской габбровой интрузии и „Якшатовой балкой“. Они значительно мощнее аплитовых жил, мощность их в среднем 0,7—1 м. Это темные породы с зеленоватым оттенком. —

Пегматиты представлены в виде гнездообразных и шпирообразных крупных выделений, главным образом, кварца, полевого шпата и темной слюды. Они в пределах интрузии кварцевых диоритов не имеют широкого распространения.

Обр. 433-с	Вес %	Молек. колич.	
SiO ₂	51,44	857	863 S
TiO ₂	0,51	006	
Al ₂ O ₃	18,24	178 - 071 = 107 C
Fe ₂ O ₃	6,10	038 × 2 = 076	
FeO	3,12	043	} 119
MnO	0,03	000	
MgO	3,19	079	} 291 B
CaO	11,20	200 - 107 = 093	
Na ₂ O	3,01	048	} 071 × 2 = 142 A
K ₂ O	2,23	023	
ппп	0,60		
H ₂ O	0,35		
			A=142 a=10,1
			C=107 c= 7,6
Сумма	100,02		B=291 b=20,8
			S=863 s=61,5
			N=1403 100

Лермонтовская основная интрузия Базумского комплекса

У сел. Лермонтово описанные выше кварцевые диориты контактируют с интрузивным телом габбро.

В. Н. Котляр находит, что Лермонтовская интрузия габбро внедрялась в самостоятельную фазу, предшествующую внедрению Геджалинского интрузива и по времени совпавшую с внедрением Севанских гипербазитов.

Однако собранные нами материалы не подтверждают этого положения и говорят скорее всего о том, что Лермонтовское габбро принадлежит к единому Базумскому (Геджалинскому) комплексу и представляет собой краевую фацию этого крупного интрузива. Кварцевые диориты Базумского комплекса к северу переходят в гранодиориты, монцониты, а к югу — в диориты, габбро-диориты и габбро.

Все эти породы связаны между собою постепенными переходами и, безусловно, представляют продукт дифференциации и кристаллизации внедрившейся магмы.

Следует подчеркнуть сложное строение самой интрузии габбро, представленной центральным телом оливнинового габбро, окаймленным крупнозернистым и мелкозернистым биотитовым габбро (см. схему); заслуживает внимания шаровое и полосчатое габбро, приуроченное к краевым зонам интрузии.

Однако это внедрение не представляло отдельной фазы, а являлось может быть началом (первой порцией) внедрения Геджалинского комплекса, когда магма при своем движении испытывала и преодолевала максимум бокового давления.

В последующем, после внедрения первых порций, сила бокового давления должна была резко уменьшиться и вследствие этого пуль-

сирующее внедрение естественно сменяется сплошным массовым внедрением магмы.

Лермонтовская интрузия габбро вытянута примерно в широтном направлении при длине 1500 м, средней ширине 700 м и площади более одного квадратного километра. На востоке между массивом габбро и кварцевыми диоритами зажат клин измененных порфиритов, так что, здесь нет непосредственного контакта габбро с кварцевыми диоритами. Этот контакт хорошо виден в северном контуре интрузии, где почти по сплошным скалистым обнажениям можно проследить постепенный переход габбро к габбро-диоритам и диоритам.

Изучение интрузива в поле убедительно доказало постепенные взаимопереходы, существующие между габбро и диоритами.

На западе интрузия габбро контактирует с кварцевыми и диоритовыми порфиритами. Здесь диоритовые порфириты гидротермально изменены и обелены. На юге рассматриваемая интрузия габбро контактирует с гидротермально-измененными порфиритами. Вблизи южной границы ее обнажается большое линзообразное тело кварцевых диоритов, имеющее в контакте с габбро переходы к более основным — темным разностям.

Контакты Лермонтовской интрузии с порфиритами на юге и, частично, на юго-востоке, а также с ороговикованными порфиритами на западе, резкие с крутым, почти отвесным падением в сторону прорванных пород, а местами — в обратную сторону.

Породы, слагающие центральную часть Лермонтовской интрузии, имеют меланократовый облик, темно-серый, черноватый цвет и крупнокристаллическое — равномернозернистое строение.

Под микроскопом структура породы габбровая. Состав ее характеризуется моноклинным пироксеном, оливином, плагиоклазом, амфиболом и акцессорными зернами рудного минерала.

Плагиоклаз, образующий короткопризматические и изометрические зерна (примерно 25% породы), представлен лабрадор-битовнитом.

Пироксен, представленный моноклинной разностью, является основным породообразующим минералом. Он образует ксеноморфные зерна, содержащие тонкие вроски буро-зеленого амфибола. По границе пироксена и буро-зеленого амфибола нередко развивается волокнистый уралит.

Оливин присутствует в небольшом количестве и, обычно, окружен более или менее широкой каймой серпентино-хлоритовых новообразований, окрашенных гидроокислами железа в ржавый цвет. Зерна рудного минерала заключены в кристаллы пироксена.

По микроскопической характеристике порода может быть названа — „габброоливиновое меланократовое“.

Большое содержание моноклинного пироксена и наличие оливина характеризуют данную породу как более основную разновидность

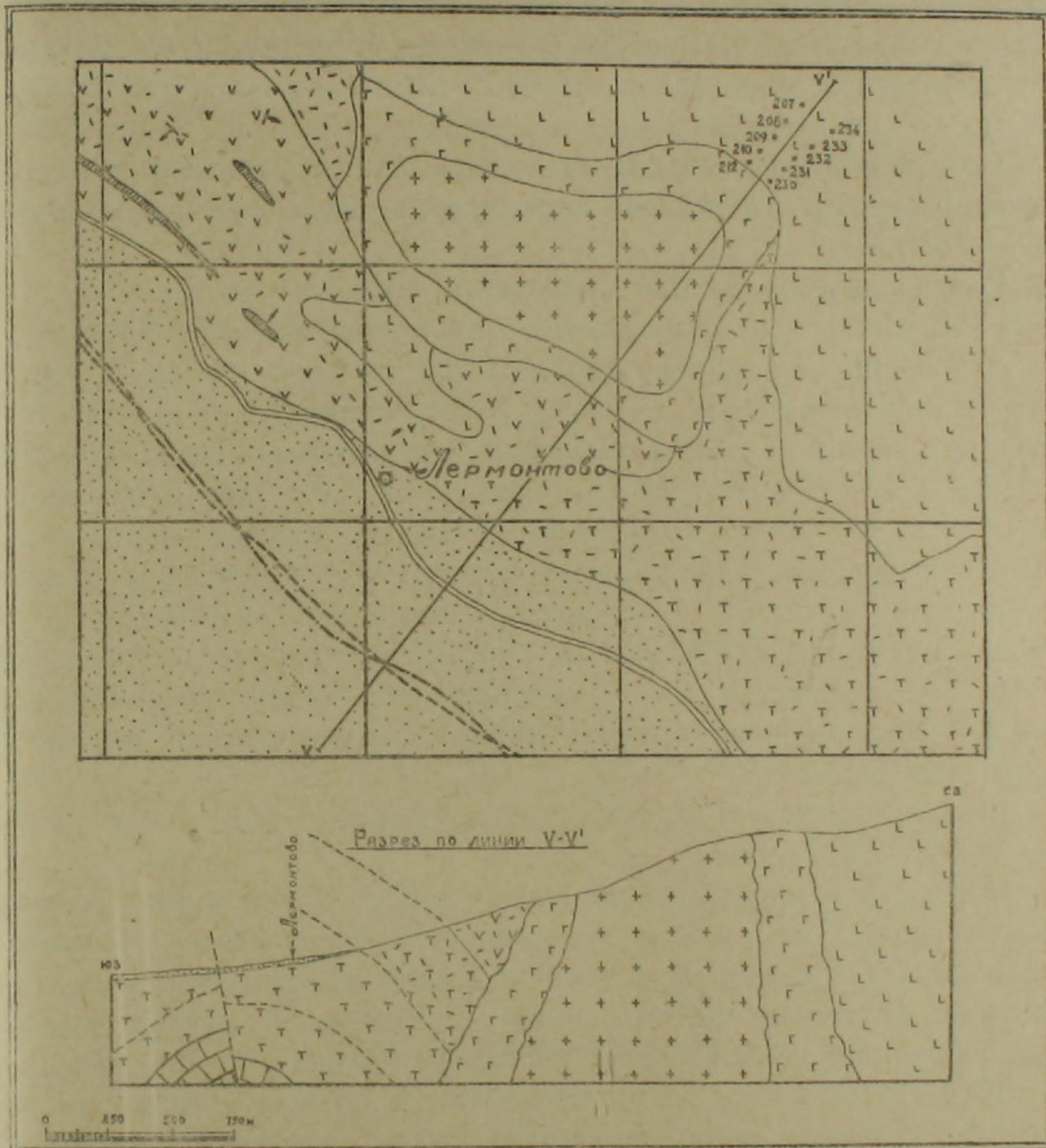
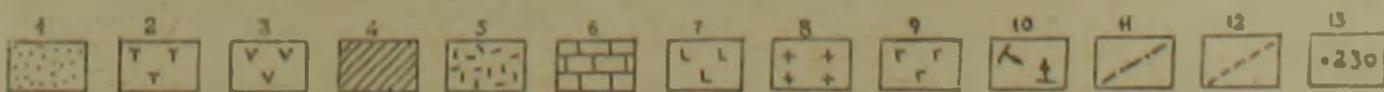


Схема геологического положения габбровой интрузии в окрестностях с. Лермонтово.

Условные обозначения



- 1 — современные аллювиальные и делювиальные отложения (Q), 2 — порфиры и туфобрекчии (Pg_2^2), 3 — кварцевые порфиры (Pg_2^3), 4 — туффиты, туфогенные песчаники и мергели (Pg_2^4), 5 — гидротермально и контактово измененные породы, 6 — кремнистые известняки (Cr_2), 7 — кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты (Pg_3^7), 8 — габбро оливиновое (Pg_3^8), 9 — габбро биотитовое (Pg_3^9), 10 — направление падения и простиранья пород, 11 — оси антиклиналей, 12 — сбросы, 13 — обнажения.

габбро, со значительным содержанием полевого шпата и роговой обманки.

Вне контура описанных меланократовых оливиновых габбро, Лермонтовский массив основной интрузии слагают мелко- и среднезернистые биотитовые габбро, иногда с редкими порфирированными выделениями темноцветных минералов. Породы лейкократовые, наблюдаются переходы к меланократовым.

Под микроскопом структура породы полнокристаллическая, габбровая. Минералы, слагающие породу, распределены более или менее равномерно.

Плагиоклаз, отвечающий лабрадору, присутствует в количестве около 35% в виде короткопризматических и изометрических зерен.

В большинстве случаев пироксен (авгит) присутствует в неправильных зернах, а иногда образует короткостолбчатые кристаллы с четырехугольными, восьмиугольными поперечными разрезами. Пироксены во всех просмотренных образцах в той или иной степени изменены и замещены амфиболом. Роговая обманка почти всегда имеет неправильные формы. Биотит присутствует в заметном количестве, нередко замещается хлоритом. Проявляется он в виде неправильных таблитчатых кристаллов. Рудный минерал представлен магнетитом в количестве 2—5% породы. Из вторичных минералов главным образом присутствует серицит, возникший в результате разложения лабрадора.

По петрографической характеристике порода может быть названа — „габбро биотитовое“.

Породы в переходной зоне между габбро и диоритами характеризуются примерно равным содержанием плагиоклаза и темноцветного минерала. Плагиоклаз относится к ряду андезин-лабрадора. Темноцветные минералы, представленные, примерно, в равных количествах амфиболом и пироксеном, составляют около 40% породы. Биотит присутствует в небольшом количестве и обычно нацело замещен хлоритом. В породе кварц отсутствует. Рудный минерал распределен более или менее равномерно.

Эти переходные породы могут быть названы — „габбро-диориты“.

В диоритах плагиоклаз представлен андезином; амфибол количественно преобладает над пироксеном. В породе отмечаются редкие зерна кварца.

Таким образом, породы южной краевой части Базумского комплекса связаны между собой постепенными переходами от меланократовых оливиновых габбро до кварцевых диоритов.

Известно, что такими же постепенными переходами связаны между собой кварцевые диориты, гранодиориты и монцониты Геджалинского комплекса.

Из всего сказанного следует, что в Геджалинском интрузиве от южной периферийной части к центру постепенными переходами между собою связаны следующие породы: меланократовое оливиновое габбро, биотитовое габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, а затем гранодиориты и монцониты.

Постепенные переходы от меланократового оливинового габбро к кварцевым диоритам выражаются в закономерном увеличении кислотности плагиоклазов от лабрадор-битовнита до андезин-олигоклаза, уменьшении пироксена (замещение амфиболом) и появлении (начиная от диоритов) кварца.

Химический анализ и числовые характеристики характерных разновидностей габбро приводятся ниже:

Обр. 311-с Оливиновое габбро

	Вес %	Молек. колич.	
SiO ₂	43,86	730	} 734 S
TiO ₂	0,35	004	
Al ₂ O ₃	13,14	128-62=66	} C
Fe ₂ O ₃	5,24	033×2=66	
FeO	6,58	092	} 159
MnO	0,11	001	
MgO	12,39	307	} 599 B
CaO	10,78	199-66=133	
Na ₂ O	2,03	032	} 062×2=124 A
K ₂ O	3,81	030	
ппп	1,30		
H ₂ O	0,40		
		A=124	a= 8,1
		C=66	c= 4,3
Сумма	99,79	B=599	b=39,4
		S=734	s=48,2
		N=1523	100

Обр. 302 Оливиновое габбро

	Вес %	Молек. колич.	
SiO ₂	44,84	747	} 755 S
TiO ₂	0,65	008	
Al ₂ O ₃	15,71	154-039=115	} C
Fe ₂ O ₃	5,53	034×2=068	
FeO	3,07	043	} 111
MnO	сл.		
MgO	10,90	270	} 546 B
CaO	15,68	280-115=165	
Na ₂ O	1,54	025	} 039×2=078 A
K ₂ O	1,30	014	
ппп	0,45		
H ₂ O	0,43		
		A=78	a= 5,2
		C=115	c= 7,7
Сумма	100,10	B=546	b=36,6
		S=755	s=50,5
		N=1494	100

Обр. 301 Биотитовое габбро

	Вес %	Молек. колич.	
SiO ₂	45,28	754	} 758 S
TiO ₂	0,27	004	
Al ₂ O ₃	13,75	135-036=99	} C
Fe ₂ O ₃	7,71	048×2=096	
FeO	3,04	042	} 138
MnO	0,05	000	
MgO	10,17	252	} 570 B
CaO	15,87	284-99=185	
Na ₂ O	1,75	030	} 036×2=072 A
K ₂ O	0,60	006	
ппп	1,21		
H ₂ O	0,51		
<hr/>			
Сумма	100,21		
			A=072 a= 4,8
			C=99 c= 6,6
			B=575 b=38,2
			S=758 s=50,4
			<hr/>
			N=1504 100

Обр. 258-с Биотитовое габбро

	Вес %	Молек. колич.	
SiO ₂	46,44	773	} 784 S
TiO ₂	0,88	011	
Al ₂ O ₃	14,00	137-030=107	} C
Fe ₂ O ₃	7,04	044×2=088	
FeO	3,82	053	} 142
MnO	0,06	001	
MgO	10,86	269	} 551 B
CaO	13,86	247-107=140	
Na ₂ O	1,48	024	} 030×2=60 A
K ₂ O	0,60	006	
ппп	0,44		
H ₂ O	0,42		
<hr/>			
Сумма	99,90		
			A=060 a= 4,0
			C=107 c= 7,1
			B=551 b=36,7
			S=784 s=52,2
			<hr/>
			N=1502 100

Приведенные 4 химических анализа по своим результатам характеризуют породы как весьма близкие друг к другу. По числовым характеристикам А. Н. Заварицкого они стоят ближе всего к ряду габбро.

Согласно таблице „Химический состав пород габбровой формации“ Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [2], проанализированные породы можно отнести к ряду габбро.

По данным, приведенным в „Описательной петрографии“ Г. Розенбуша [3], рассматриваемые породы также относятся к ряду габ-

бро с некоторыми отклонениями к пироксенитам вследствие более высокого содержания CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и относительно низкого содержания Al_2O_3 .

Лермонтовская габбровая интрузия на ряде участков рассечена неправильными короткими линзообразными жилами белых аплитовых пород. Жилы часто меняют свое направление простирания и падения, но в большинстве случаев сохраняют общее простирание с крутым падением на юг и на север. Они, при мощности от нескольких см до 0,5 м, простираются максимум на несколько десятков метров.

Порода жилы имеет типичную тонкозернистую аплитовую структуру и, состоит преимущественно из кислого плагиоклаза (олигоклаза) и кварца; в небольшом количестве присутствуют сфен и серицит.

Анализ одного характерного образца аплита (300-с) и числовые характеристики, вычисленные по А. Н. Заварицкому, дают следующие результаты:

	Вес %	Молек. колич.	
SiO_2	71,34	1188	} 1192 S
TiO_2	0,29	004	
Al_2O_3	12,42	122—067=055	C
Fe_2O_3	2,59	016×2=032	} 051
FeO	1,37	019	
MnO	0,02	000	} 118 B
MgO	1,18	029	
CaO	5,18	093—55=038	
Na_2O	2,87	046	} 067×2=134 A
K_2O	2,01	021	
ппп	0,62		
H_2O	0,43		
Сумма	100,32		
		A=134	a= 8,9
		C=55	c= 3,7
		B=118	b= 7,9
		S=1192	s=79,5
		N=1499	100

Проанализированная порода (согласно числовым характеристикам) по составу стоит между гранитами и гранодиоритами. Стало быть, она является аплитивой жилой в габбро, связанной с кислой остаточной магмой Геджалинского комплекса.

Из всего приведенного выше по Лермонтовской интрузии можно сделать следующие выводы:

1. Лермонтовская интрузия имеет форму штока и сложена в центре меланократовым оливиновым габбро, вне центра—лейкократовым биотитовым средне- и мелкозернистым габбро, местами по краям интрузива приобретающим полосчатое и шаровое строение.

2. Между отдельными разностями габбро нет ярко выраженных контуров. Последние неправильными очертаниями находят друг на друга и создают картину причудливых расплывчатых границ между разновидностями габбро.

3. Габбровые породы в своем северном контуре резких контактов с кварцевыми диоритами не имеют, а связаны с ними постепенными переходами через габбро-диориты и диориты.

4. Лермонтовский массив габбро не является продуктом отдельной фазы внедрения, а представляет собой образование краевой фазии единого Геджалинского интрузивного комплекса.

НИГМИ при СНХ АрмССР

Поступила 1 IX 1958

Բ. Ս. ՎԱՐԴԱՊԵՏՅԱՆ

ԲԱԶՈՒՄԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ, ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աղստեֆ գետի վերին հոսանքի շրջանում ինտրուզիվ ապարներն ունեն լայն տարածում և աչքի են ընկնում իրենց պետրոգրաֆիական կազմի բազմազանությամբ:

Այդ ապարները ստորաբաժանվում են երեք կոմպլեքսի, որոնցից Բազումի (Գեջալիի) կոմպլեքսը ըստ հասակի հանդիսանում է ամենահինը:

Լերմոնտովո գյուղի մոտ այդ կոմպլեքսի կվարցալին դիորիտները կոնտակտի մեջ են գտնվում գաբրոների հետ:

Հետազոտողների մեծ մասն այն կարծիքի է, որ գաբրոյի Լերմոնտովյան ինտրուզիան ներդրվել է ինքնուրույն ֆազի ժամանակ, որը նախորդել է Գեջալիի ինտրուզիայի ներդրմանը և ըստ ժամանակի համընկել է Սևանի հիպերբազիտների ներդրման հետ: Սակայն դիտվող ինտրուզիվ ապարների կոմպլեքսի մանրազնին ուսումնասիրությունները չեն հաստատում այդ դրույթը և վկայում են այն մասին, որ գաբրոյի Լերմոնտովյան ինտրուզիան պատկանում է Բազումի միասնական կոմպլեքսին և հանդիսանում է այդ մեծ ինտրուզիվի եզրալին ֆազիան:

Ավելի լայն առումով, Բազումի կոմպլեքսի կվարցալին դիորիտները դեպի հյուսիս փոխվում են գրանոդիորիտների, իսկ դեպի հարավ՝ դիորիտների, գաբրոդիորիտների և գաբրոների:

Այս բոլոր ապարները շաղկապված են առափնեանական անցումներով և ներկայացնում են մի ֆազում ներդրված մազմալի ածանցավորման և բյուրեղացման արդյունք:

Անհրաժեշտ է նշել գաբրոյի ինտրուզիայի բարդ կառուցվածքը, որի օլիվինային գաբրոյից կազմված կենտրոնական մարմինը եզրապատված է խոշորահատիկ և մանրահատիկ բիոտիտային գաբրոյով:

Գաբրոյի տարրերակների միջև սահմանները ներկայացված են անկանոն, մեկը մյուսին անցնող եզրագծերով, որն իրեն հերթին վկայում է մազմալի ներդրման բարդ, պուլսացիոն բնույթի մասին:

ЛИТЕРАТУРА

1. Варданянц Л. А. Характеристика неинтрузий Главного Кавказа. Сов. Геология, № 7, 1939.
2. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Издание второе, переработанное и дополненное. Ленинград, 1931.
3. Розенбуш Г. Описательная петрография. 1934.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Э. А. ХАЧАТУРЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
АРМЕНИИ

В металлогении Армении одним из ведущих является колчеданный тип оруденения, региональное размещение которого обусловлено главным образом благоприятным сочетанием геотектонического, магматического, литологического и геохимического факторов.

Выяснением закономерностей размещения колчеданных месторождений Армении занимались И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, Б. С. Вартапетян, О. С. Степанян и другие геологи.

Геологический материал, накопленный за последние годы многими исследователями, позволяет рассмотреть некоторые особенности пространственного размещения колчеданных месторождений Армении.

Медно-серноколчеданные и тяготеющие к ним барито-полиметаллические месторождения Армении по сходным геологическим условиям формирования объединяются в единую колчеданную рудную формацию. К геологическим особенностям рассматриваемой формации следует отнести: состав вмещающих толщ и характер околорудных изменений, структурный контроль оруденения, морфологию рудных тел, минералогический состав и геохимические черты руд и некоторые другие факторы.

В региональном масштабе колчеданные месторождения Малого Кавказа расположены в пределах зоны развития пород эффузивно-осадочного комплекса юрского, мелового и палеогенового возрастов, протягивающегося от Артвинского округа Турции на западе, через южную Грузию, северную Армению, западный Азербайджан до южной Армении (Зангезур) на юго-востоке.

Колчеданные месторождения Армении размещены, в основном, в двух разновозрастных, но весьма сходных, по геологическому комплексу слагаемых пород, формациях. Главнейшие месторождения колчеданной формации Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, Шаумян, Халадж и др. приурочены к юрским вулканогенным образованиям Алаверди-Кафанской тектоно-магматической зоны, а относительно небольшие по масштабу месторождения Танзут, Чибухлы и Анкадзорской группы — к эоценовым толщам вулканогенных пород Армянского тектонического комплекса. В районах месторождений широко развита эффузивно-осадочная толща, представленная альбитофирами, кварце-

выми альбитофирами и порфирами, различными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоконгломератами и др. Среди вулканогенных пород встречаются разности относящиеся к дайкам или субвулканическим интрузиям, прорывающим с одной стороны юрские, а с другой—эоценовые образования.

Весь этот комплекс пород или отдельные его разности слагают районы месторождений Танзут, Чибухлы, Алаверди, Кафан, Шамлуг, Ахтала и др.

Согласно Ю. А. Кузнецову [6], важнейшим критерием самостоятельности конкретной формации и формационного типа является повторяемость формаций в однотипных структурах, в частности в однотипных структурах разного возраста. Такое определение находит свое подтверждение в условиях Армении, где эффузивно-осадочный комплекс встречается в однотипных структурах разного возраста.

По И. Г. Магакьяну [8], колчеданные месторождения Армении приурочены к доскладчатым эффузивно-осадочным комплексам с субвулканическими интрузиями и пространственно расположены во внутренней зоне альпийской геосинклинальной складчатой области.

По схеме структурного развития Армении, предложенной А. А. Габриеляном [2], колчеданные месторождения встречаются в юрском и палеогеновом подэтапах альпийского тектонического цикла и соответственно приурочены к спилит-кератофировой формации юрского и эоценового возрастов.

По тем же данным, для районов развития колчеданного оруденения в одном случае типичны кварцевые порфиры, альбитофиры субвулканического типа (юра), а в другом—гранитоиды (эоцен). С последним положением трудно согласиться, ибо кварцевые порфиры и альбитофиры в равной мере характерны и для районов развития эоценовых вулканогенно-осадочных толщ (Танзут, Чибухлы и др.).

В пределах перечисленных месторождений вмещающие породы, как правило, подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям: окварцеванию, серицитизации, хлоритизации, пиритизации, иногда карбонатизации и огипсованию. Эти типы изменения вмещающих пород в различных рудных полях проявлены в различной степени, однако общий характер изменения остается более или менее постоянным. Гидротермальное изменение пород обычно захватывает более широкие площади, чем оруденение.

На некоторых месторождениях (Чибухлы, Ахтала, Кафан) интенсивно окварцованные породы превращены во вторичные кварциты, которые непосредственно рудных залежей не вмещают и характеризуются лишь вкрапленным или прожилково-вкрапленным оруденением.

Изменения вмещающих пород носят различный характер и относятся к трем основным типам:

1. Региональный гидротермальный метаморфизм, имеющий площадное развития и выразившийся в гидротермальной переработке вме-

шающих пород. В результате этого процесса происходит альбитизация плагиоклазов, хлоритизация пироксенов и вулканического стекла (Кафан, Ахтала, Шамлуг, Танзут и др.).

2. Гидротермальный метаморфизм, предшествующий и сопровождающий отложение рудных минералов. Этот процесс одинаково хорошо выражен почти на всех колчеданных месторождениях Армении и характеризуется интенсивным гидротермальным изменением—серицитизацией, хлоритизацией, окварцеванием, пиритизацией вмещающих пород.

3. Поверхностные изменения, протекающие в зоне окисления. Гидротермально измененные породы под влиянием процессов окисления, при активной роли серной кислоты, еще более изменяются, иногда переходят в рыхлые массы, а среди минералов измененных пород появляется каолинит. Этот тип изменения на колчеданных месторождениях Армении имеет сравнительно небольшое развитие, что обусловлено слабо выраженной зоной окисления на большинстве из месторождений.

Оруденение во всех колчеданных месторождениях развивается метасоматически. Руды часто представлены сплошными сульфидными или сульфидно-баритовыми агрегатами или вкрапленностью во вмещающих породах, но они имеют метасоматический характер.

Вместе с тем, следует подчеркнуть избирательный метасоматоз колчеданных руд, выраженный в брекчиях кератофиров Шамлугского месторождения в виде брекчиеподобных текстур. Руда ряда штоков месторождения представляет собой окварцованный кератофир или брекчию кератофира с рассеянной вкрапленностью и угловатыми участками рудных минералов, преимущественно халькопирита. Наличие этих угловатых по форме рудных скоплений объясняется избирательным метасоматозом отдельных обломков кератофировой брекчии (обломков известковистых туфов), которые замещались легче, чем кремнистый цемент. Аналогичная текстура руд наблюдается также на Кафанском, Чибухлинском и других месторождениях. Наряду с этим, местами встречаются скопления типа выполнения пустот в виде мелких жилок, секущих метасоматические образования.

Морфологически рудные тела представлены линзообразными (Танзут, Чибухлы, Ахтала) или штокообразными (Шамлуг, Алаверди) залежами. Некоторые рудные тела вытянуты по падению, но они обычно встречаются группами, часто кулисообразно сменяя друг друга и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях. Подобная сгруппированность рудных тел особенно четко наблюдается на Шамлугском, Алавердском, Ахтальском и других колчеданных месторождениях, причем отдельные тела сплошных сульфидных руд нередко окружены зонами вкрапленного оруденения

Кроме линзообразных и штокообразных, встречаются также жиллообразные тела, которые особенно характерны для нижних горизонтов Шамлугского, Алавердского и для ряда участков Ахтальского, Чибухлинского (Желтая речка), Халаджского месторождений.

Исключением являются типичные трещинные жилы Кафанского месторождения, переходящие на некоторых участках в зоны прожилково-вкрапленного оруденения.

Некоторое разнообразие в морфологии рудных тел колчеданных месторождений Армении следует объяснить литологическим составом и степенью тектонической переработки вмещающих пород. В этом отношении Кафан является наиболее типичным примером.

Для структуры Кафанского рудного поля характерна пологая складчатость, представленная куполовидными, кулисообразно расположенными брахиантиклинальными складками, которые подвергнуты интенсивным дизъюнктивным нарушениям. Очевидно, дорудные трещины скалывания и предопределили жильную форму рудных тел на Кафанском месторождении.

Руды рассматриваемой формации характеризуются разнообразным, иногда весьма сложным минералогическим составом. Наиболее распространенными рудными минералами являются: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, наряду с которыми встречаются многие другие минералы, составляющие в некоторых месторождениях существенную часть руд. К их числу относятся: первичные борнит и халькозин, энаргит, самородное золото, аргентит, медно-висмутовые минералы, марказит и некоторые другие. Нашими исследованиями [13, 14] в колчеданных рудах впервые установлены: алтаит, петцит, реньерит, люционит, линнеит. Некоторые из перечисленных редких минералов образуют заметные скопления (алтаит).

Состав нерудных минералов более прост и однообразен. Главными по распространенности являются кварц и барит, иногда также серицит и другие минералы боковых пород. В меньшем количестве и неповсеместно встречаются гипс, карбонаты, флюорит и др.

Количество жильных минералов в сплошных рудах обычно невелико, но на Ахтальском месторождении барит образует самостоятельные залежи и вместе с полиметаллами является объектом разработки. Значительное распространение сульфатов в рудах свидетельствует о небольшой глубине образования месторождений, что является характерным для рассматриваемой формации.

Учитывая состав минерального комплекса и количественные соотношения отдельных минералов, обособление руд в виде несколько разновременно образовавшихся линз или жил, среди колчеданной формации можно выделить следующие типы: 1) серноколчеданный, 2) медно-серноколчеданный, 3) полиметаллический и 4) баритовый.

1. *Серноколчеданный тип.* Руды этого типа образуют самостоятельные скопления (месторождения Танзут, Чибухлы), либо присутствуют в медных и полиметаллических месторождениях в виде линз (Алаверди, Шамлуг, Ахтала) или зон вкрапленных руд (Кафан, Анкадзор).

Минералогический состав руд собственно серноколчеданных месторождений Танзут и Чибухлы простой: преобладают тонкозернистый

и колломорфный пирит и нерудные — кварц, серицит, хлорит, иногда гипс; в резко подчиненном количестве устанавливаются халькопирит, сфалерит, блеклая руда, станнин.

Там, где серноколчеданный тип проявляется совместно с другими, присутствует ряд минералов, который будет отмечен ниже.

2. *Медно-серноколчеданный тип* является наиболее широко развитым, определяющим основную ценность руд рассматриваемой формации. Подавляющая часть рудных тел месторождений Алаверди, Шамлуг, Кафан сложена медно-серноколчеданными рудами.

По сравнению с серноколчеданным типом минералогический состав медно-серноколчеданных руд значительно сложнее. Основными компонентами руд являются пирит и халькопирит, из нерудных минералов — кварц, серицит, хлорит, реже барит, карбонаты и гипс; количественные соотношения этих компонентов колеблются в значительных пределах — от массивных до бедных сульфидами прожилковых и вкрапленных руд.

Кроме основных минералов, в руде присутствуют в небольшом количестве сфалерит, галенит, теннантит, гематит, марказит, станнин, алтаит, реньерит, эмплектит, виттихенит, самородное золото и люцонит.

Некоторые из перечисленных минералов совместно с другими на отдельных участках ряда месторождений образуют заметные скопления. Так, например, борнитовые руды в виде небольших гнезд и жиллообразных тел развиты на месторождениях Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, скопления пирит-энаргитовых руд известны в руднике № 6, гнезда алтаит-сфалерит-галенитовых руд — на восточном фланге рудника № 1—2 Кафанского месторождения и т. д.

По структурным особенностям среди медно-серноколчеданных руд различаются: кристаллические (Анкадзор, Алаверди, Шамлуг, Кафан) и колломорфные (Шамлуг, Алаверди, Кафан) руды.

Взаимоотношения этих типов руд весьма сложны: во многих случаях они встречаются совместно и настолько тесно, что представляют как-бы одновременные образования, а в других случаях — раздробленные обломки кристаллических руд сцементированы колломорфной рудой (Кафан и др.).

Иногда, в небольших жеодах крилокристаллических скоплений наблюдаются мелкие хорошо огранные кристаллики пирита, образовавшиеся, по-видимому, в результате раскристаллизации гелей.

Надо полагать, что медно-серноколчеданные руды, состоящие из смеси мелкозернистых агрегатов пирита, халькопирита и других сульфидов, в которых трудно наметить определенный порядок выделения минералов, образовались в результате раскристаллизации сульфидных гелей сложного состава. В подобных рудах нередко сохраняются реликты колломорфного строения — сферолиты пирита, концентрически зональное расположение агрегатов, состоящих из тех или иных сульфидов.

3. *Полиметаллический тип* руд данной формации проявляется в тесной пространственной связи с другими типами колчеданных руд и образует самостоятельные скопления.

В Алавердском рудном районе полиметаллический тип развит на Ахтальском, отчасти и на Алавердском и Шамлугском месторождениях. В Кафанском рудном районе полиметаллические жилы обособляются на участках месторождений Шаумян и Халадж.

Минералогический состав руд полиметаллического типа для всех перечисленных месторождений сравнительно однообразен. Главными рудными минералами являются: сфалерит и галенит с небольшой ролью халькопирита, блеклой руды, пирита, борнита, энаргита, изредка алтаита, аргентита, тетрадимита, самородного золота. Нерудные минералы представлены кварцем, баритом, кальцитом и гипсом.

В полиметаллическом типе наблюдаются две разновидности руд: кристаллические, мелкозернистые (Ахтала, Шаумян) и скрытокристаллические с колломорфной структурой (Алаверди, Шамлуг, Халадж).

4. *Баритовый тип* довольно широко развит в верхних горизонтах Ахтальского месторождения, образуя гнездообразные рудные тела. В Алавердском рудном районе наряду с Ахтальским барито-полиметаллическим, известны также самостоятельные баритовые месторождения Акори и Уч-Килиса.

Основным компонентом этого типа является барит, к которому примешиваются в небольшом количестве кварц и кальцит и незначительном — халькопирит, галенит, сфалерит и теннантит.

В семействе колчеданных руд И. Г. Магакьян [7] дополнительно выделяет еще два типа — борнитовый и галенитовый. Первый из них имеет сравнительно небольшое развитие в верхних горизонтах месторождений Алаверди и Шамлуг, а второй — в подчиненном количестве представлен на Ахтальском месторождении.

Руды колчеданной формации Армении как в минералогическом, так и в геохимическом отношении характеризуются многими общими чертами. Многочисленными спектральными и химическими анализами в рудах различных типов и мономинеральных фракциях установлено наличие ценных редких и рассеянных элементов. К ним относятся: Ga, Ge, Se, Te, Cd, In, Sn, Sb, Tl, Bi, Co, Sr и др., некоторые из которых уже извлекаются, а другие могут приобрести промышленный интерес и стать объектом извлечения.

Для серноколчеданных и медно-серноколчеданных руд наиболее характерными являются Se, Te, Ga, Ge, Sb, Tl и Bi, причем некоторые из этих элементов образуют самостоятельные минералы (алтаит, реньерит, виттихенит). Полиметаллические руды характеризуются присутствием в них Cd, Ge, Se, Te, In; последний встречается преимущественно в рудах Шаумян-Халаджского месторождения. Баритовый тип содержит много Sr и немного Cu, Pb, Ag, Ga.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что несмотря на различие в минералогическом составе руд, серноколчеданные, медно-

серноколчеданные и барито-полиметаллические месторождения, приуроченные к разновозрастным толщам эффузивно-осадочного комплекса, представляют собой единую рудную формацию.

Исходя из соотношений месторождений с вмещающими их породами, может быть решен вопрос о положении колчеданной рудной формации в ходе развития подвижных зон. Породы эффузивно-осадочного комплекса являются типичными образованиями начальных этапов развития геосинклинальной зоны и, так как локальная связь месторождений с этой формацией парагенная, то и месторождения относятся к начальным этапам, с той лишь разницей, что эффузивно-осадочный комплекс юры развивался в первично-геосинклинальных, а — эоцена в унаследованно-геосинклинальных условиях [2]. В обоих случаях колчеданные месторождения локально приурочены, преимущественно, к брахиантиклинальным складкам, сложенным породами эффузивно-осадочного комплекса.

Вопрос о связи колчеданных месторождений Армении с тем или иным магматическим комплексом является дискуссионным. Наряду с представлениями о генетической связи рудообразующих растворов с магматическим очагом, давшим эффузивы спилит-кератофировой формации, высказываются мнения о связи их с более поздними интрузиями. Однако исследователи, считающие, что существует генетическая связь колчеданных месторождений с субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров, приводят более убедительные доказательства справедливости своего мнения, чем сторонники другой точки зрения, согласно которой оруденение связано с более поздними интрузиями.

В отношении генезиса колчеданных месторождений других районов Малого Кавказа мнения исследователей также расходятся. Так, например, месторождения Азербайджана Ш. А. Азизбеков генетически связывает с диоритовой интрузией досеноманского возраста, а М. А. Кашкай — с субвулканической фазой кварцевых порфиров.

Г. А. Твалчрелидзе [12], исходя из морфологии рудных тел, Кафанскую группу месторождений относит не к колчеданному типу, а к жильным месторождениям, генетически связанным с малыми интрузиями гранитоидов.

Исследованиями С. С. Мкртчяна [11], на основании большого фактического материала доказано, что колчеданное оруденение Кафанской группы месторождений пространственно тяготеет к дайкам и небольшим штокам субвулканических кварцевых порфиров и альбитофиров и связано с ними в смысле общности магматического очага. Для колчеданного оруденения Кафана источником рудоносных растворов служил магматический очаг среднеюрского возраста, с которым связаны излияния эффузивов, дайки и штоки альбитофиров и кварцевых порфиров.

Приуроченность колчеданных месторождений Армении к районам развития гидротермально измененных пород эффузивно-осадочного

комплекса, наличие массивных сульфидных руд и развитие вокруг них вкрапленных минерализованных участков, метасоматическое развитие главных рудных минералов—пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, близость минеральных ассоциаций и геохимических черт руд позволяют прийти к выводу, что как субвулканические штоки и дайки кварцевых порфиров и альбитофиров, так и колчеданное оруденение являются производными единого магматического очага.

Глубина формирования колчеданных месторождений небольшая, что доказывается совпадением фаций глубинности субвулканических интрузий и оруденения и иногда значительным распространением сульфатов в рудах.

Колчеданная рудная формация Армении занимает довольно определенное металлогеническое положение, которое обуславливается приуроченностью ее к эффузивно-осадочному комплексу, представляющему собой типичное образование начальных этапов развития геосинклинальной зоны.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 23 III 1959

Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՈՂՇԵԴԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՈՐՈՇ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒ-
ԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի մետալոգենիայում շատ կարևոր տեղ է գրավում հանքայնացման կոլչեդանային տիպը, որի տեղաբաշխումը պայմանավորված է հիմնականում գեոտեկտոնական, մագմատիկական, լիթոլոգիական և գեոքիմիական գործոնների բարենպաստ զուգակցումով:

Պղնձա-ծծմբակոլչեդանային և նրանց կից բարիտ-բազմամետաղային հանքավայրերը իրենց ձևավորման երկրաբանական պայմաններով կազմում են մեկ միասնական կոլչեդանային հանքային ֆորմացիա: Տվյալ ֆորմացիայի երկրաբանական առանձնահատկություններին պետք է դասել պարունակող ապարների կազմը և նրանց մերձհանքային փոփոխությունները, հանքայնացման ստրուկտուրային գործոնը, հանքամարմինների ձևը, հանքանյութերի միներալոգիական կազմը և գեոքիմիական նշանները ու մի շարք այլ գործոններ:

Հայաստանի կոլչեդանային հանքավայրերը տեղաբաշխված են հիմնականում երկու տարրեր հասակի ֆորմացիաներում, որոնք կազմված են համարյա միևնույն հրաբխածին ապարների կոմպլեքսից:

Կոլչեդանային ֆորմացիայի զլխավոր հանքավայրերը՝ Ալավերդին, Շամլուղը, Ախթալան, Ղափանը, Խալաչը և այլն հարում են Ալավերդի-Ղափանի տեկտոնո-մագմատիկական զոնայի լուրջի հասակի, իսկ իրենց մասշտաբով համեմատաբար ավելի փոքր հանքավայրերը՝ Տանձուտը, Չիրուխյին և Հանքածորի խումբը՝ էոցենի հասակի հրաբխածին ապարներին:

Ըստ Հ. Գ. Մաղաքչյանի [8] Հայաստանի կոլչեդանային հանքավայրերը դասվում են մինչժալքավոր էֆուզիվ-նստվածքային կոմպլեքսներում և տարածականորեն տեղադրված են ալպիական գետտինկլինալային ժալքավոր մարզի ներքին զոնայում:

Թված կոլչեդանային հանքավայրերի շրջանում պարունակող ապարները որպես կանոն ենթարկված են հիդրոթերմալ փոփոխությունների՝ կվարցացման, սերիցիտացման, քլորիտացման, պիրիտացման, երբեմն կարբոնատացման: Ապարների փոփոխման աստիճանը տարբեր հանքադաշտերում արտահայտված է տարբեր կերպ, սակայն փոփոխման ընդհանուր բնույթը համարյա հաստատուն է:

Կոլչեդանային հանքանյութերը հաճախ ներկայացված են սուլֆիդային կամ սուլֆիդ-բարիտային հոծ ագրեգատներով կամ պարունակող ապարներում տարածված ցանով և ունեն մետասոմատիկ բնույթ:

Այս հանքանյութերի համար հատուկ է ընտրական մետասոմատոզը, որը լավ արտահայտված է Շամլուղի հանքավայրի կերատոֆիրային բրեկչիաներում բրեկչիանման տեքստուրաների ձևով: Ընտրական մետասոմատոզի էությունը կայանում է նրանում, որ կերատոֆիրային բրեկչիաների մեջ եղած կրաքարային տուֆերի կամ այլ ապարների բեկորները տեղակալվում են ավելի հեշտությամբ, քան կալքարային ցեմենտը:

Հանքամարմինները ըստ իրենց ձևի ներկայացված են ոսպնյականման (Տանձուտ, Չիբուխի, Ախթալա) կամ շտոկանման (Շամլուղ, Ալավերդի) կուտակներով: Առանձին հանքավայրերում այդ հանքամարմինները հաճախ հանդիպում են խմբավորված ձևով: Բացառություն են կազմում Ղափանի հանքավայրերի երակային մարմինները, որոնք առանձին տեղամասերում աճնում են երակիկա-ցանավոր հանքայնացման զոնաների:

Հանքամարմինների ձևի մեջ եղած որոշ տարբերությունը կարելի է բացատրել ապարների լիթոլոգիական կազմով և նրանց տեկտոնական վերամշակման աստիճանով:

Տվյալ հանքային ֆորմացիայի հանքանյութերի համար բնորոշ է բազմազան, երբեմն բարդ միներալոգիական կազմը: Ամենատարածված հանքային միներալներն են՝ պիրիտը, խալկոպիրիտը, սֆալերիտը, գալենիտը, խառնուրդի ձևով սրանց հետ մեկտեղ հանդիպում են նաև առաջնային բուսիտ և խալկոզին, էնարգիտ, բնածին ոսկի, արգենտիտ, պղնձա-բիսմութային միներալներ, մարկազիտ և այլն:

Կատարած ուսումնասիրությունների շնորհիվ կոլչեդանային հանքանյութերում առաջին անգամ հայտնաբերվել են մի շարք հազվագյուտ միներալներ՝ ալթաիտ, պետցիտ, սենյերիտ, լիննեիտ, լյուցոնիտ [13, 14]:

Ոչ հանքային միներալների կազմն անհամեմատ ավելի պարզ և միապաղաղ է: Գլխավորներն են՝ կվարցը և բարիտը, երբեմն սերիցիտը: Ավելի պակաս քանակությամբ հանդիպում են գիպս, կարբոնատներ, ֆլյուորիտ և այլն:

Հաշվի առնելով միներալային կոմպլեքսի կազմը և առանձին միներալների քանակական փոխհարաբերությունները, կոլչեդանային ֆորմացիայում կարելի է անջատել հանքանյութերի հետևյալ տիպերը՝ 1) ծծմբակոլչեդանային, 2) պղնձա-ծծմբակոլչեդանային, 3) բազմամետաղային և 4) բարիտային: Յուրաքանչյուր տիպը մյուսից տարբերվում է իր մի շարք առանձնահատկություններով:

Գեոքիմիական տեսակետից կոլչեդանային ֆորմացիայի հանքանյութերն ունեն շատ ընդհանուր նշաններ: Նրանց մեջ սպեկտրալ և քիմիական անալիզների շնորհիվ սահմանված են արժեքավոր հալվապլուտ և ցրված էլեմենտներ՝ Ga, Ge, Se, Te, Cd, In, Sn, Sb, Tl, Bi, Co, Sr և այլն:

Այդ էլեմենտներից մի քանիսը առաջացնում են ինքնուրույն միներալներ (ալթաիտ, ռենյերիտ, վիտիխենիտ):

Հալաստանի կոլչեդանային հանքավայրերի կապը այս կամ այն մագմատիկական կոմպլեքսի հետ համարվում է բանավեճի արարկա: Այդ հարցի շուրջը կան երկու տարրեր կարծիքների՝ ոմանք դանում են, որ կոլչեդանային հանքավայրերը կապված են մերձավերեասային ալբիտոֆիրային և կվարցպորֆիրային ինտրուզիաների հետ մագմատիկական օջախի ընդհանրության իմաստով, իսկ մյուսները հանքալնացումը կապում են ավելի ուշ ներդրված գրանիտոիդային ինտրուզիաների հետ: Սակայն առաջին տեսակետի կողմնակիցները բերում են ավելի համոզեցուցիչ ապացույցներ, քան երկրորդինը:

Հալաստանի կոլչեդանային հանքավայրերի տեղարաշխումը հրարխածին-նստվածքային հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների տարածման շրջաններում, հոծ հանքանյութերի առկայությունը և նրանց շուրջը ցանային միներալացման դարգացումը, հանքային միներալների մետասոմատիկ ընույթը, հանքանյութերի միներալային խմբավորումների և գեոքիմիական նշանների ընդհանրությունը թույլ են տալիս եզրակացնել, որ ինչպես կվարցային պորֆիրների և ալբիտոֆիրների շտուկերը և դալկաներն, այնպես էլ կոլչեդանային հանքալնացումը հանդիսանում են մեկ միասնական մագմատիկական օջախի ածանցյալներ:

Կոլչեդանային հանքավայրերի ձևավորման խորությունն այնքան էլ մեծ չէ, որն ապացուցվում է մերձավերեասային ինտրուզիաների և հանքալնացման ֆացիաների համընկումով և երբեմն հանքանյութերում սուլֆատների զգալի տարածումով:

Կոլչեդանային հանքային ֆորմացիան դրավում է որոշակի մետալոգենիկ դիրք, որը պայմանավորված է նրա հարումով էֆուզիվ-նստվածքային ապարներին՝ գեոսինկլինալային զոնայի գարգացման սկզբնական փուլերի տիպիկ գոյացումներին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вартапетян Б. С. О горизонтальной минералогической зональности в оруденении на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук. т. XI, № 2, 1958.
2. Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат. и техн. наук, т. IX, № 2, 1956.
3. Домарев В. С. Формация метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей в эффузивно-осадочных толщах и ее положение в ходе развития подвижных зон. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
4. Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. Сб. „Колчеданные месторождения Урала“. Изд. АН СССР, 1950.
5. Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. Советская геология, сб. 50, 1956.

6. Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд. АН СССР, т. 1, 1958.
7. Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН АрмССР, 1947.
8. Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектономагматических комплексов. Зап. ВМО, ч. 81, № 3, 1952.
9. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук т. X, № 4, 1957.
10. Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 4, 1957.
11. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1958.
12. Твалчрелидзе Г. А. О колчеданных месторождениях Кавказа. Зап. ВМО, ч. 87, вып. 2, 1958.
13. Хачатурян Э. А. К минералогии серноколчеданных руд Танзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 3, 1957.
14. Хачатурян Э. А. О минералогическом составе руд Кафанского медного месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, т. XI, № 6, 1958.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

К. Г. ШИРИНЯН, Г. А. КАРАПЕТЯН, Р. Х. ГУКАСЯН

ПЕТРОГРАФИЯ И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ
СУБАТАНСКОГО ИНТРУЗИВА

Субатанский интрузив расположен на юго-восточном побережье оз. Севан у одноименного селения, в 8 км к западу от райцентра Басаргечар.

Местом выхода интрузива являются северные склоны Варденисского (Южно-Гокчинского) хребта, сложенного осадочно-вулканогенными образованиями палеогена, неогена и четвертичного времени.

В тектоническом отношении район, где расположен Субатанский интрузив, представляет среднюю часть Памбак-Зангезурского структурно-металлогенического пояса Армении [2], где выходы интрузий гранитоидного состава занимают большие площади на северо-западном фланге — в бассейнах *рр.* Памбак и Мармарик и на юго-восточном фланге — в бассейнах *рр.* Мегригет и Охчи.

В бассейне оз. Севан гранитоидные интрузии известны лишь в двух пунктах: у сел. Субатан и к западу от райцентра Севан.

Каждый из указанных интрузивов занимает площадь, равную 1 км². К. Н. Паффенгольц справедливо указывал, что многие мелкие интрузивные тела являются вероятно апофизами весьма значительных массивов (батолитов), еще не вскрытых эрозией. Кроме того, надо полагать, что эродированные поверхности гранитоидных интрузий Севанского бассейна погребены под мощной толщей лавовых излияний плио-плейстоценового времени.

Субатанский интрузив специально никем не исследовался. О составе интрузива имеются лишь отдельные отрывочные сведения.

По петрографическому составу Субатанский интрузив представляет гибридную породу, образовавшуюся из совершенно неоднородного магматического расплава. Роль процессов ассимиляции и дифференциации при формировании интрузива совершенно очевидна.

Химический и минералогический состав, количественные соотношения минералов, структура и текстура пород интрузива не постоянны и меняются от периферии к центру.

В приконтактной зоне интрузив имеет состав габбро. Структура породы порфировая с микрокристаллической структурой основной массы. Минералогический состав породы представлен основным плагиоклазом и пироксеном, частично замещенным роговой обманкой.

При удалении от контакта в минералогическом составе породы постепенно появляются минералы, характерные для гранитной магмы. Порода приобретает габбро-офитовую структуру.

Таблица 1

Минералы	О п т и ч е с к и е с в о й с т в а		
	Центральная часть	Средняя полоса	Приконтактовая зона
Плагноклаз	57—69% Ап	62—64% Ап	75—76% Ап
	В зональном зерне состав плагноклаза меняется от 57% Ап в ядре до 35% Ап на периферии		
Анортоклаз	—	$\begin{array}{l} \text{П}_{(001)} \begin{cases} \text{Ng} - 88,5 \\ \text{Nm} - 7 \\ \text{Np} - 84 \end{cases} \quad 2v = - 54,5 \end{array}$	—
Микроклин	$\text{П}_{(001)} \begin{cases} \text{Ng} - 80 \\ \text{Nm} - 12 \\ \text{Np} - 84,5 \end{cases} \quad 2v = - 74$	—	—
Ромбический пироксен	—	—	$\text{П}_{(100)} \begin{cases} \text{Ng} - 90 \\ \text{Nm} - 90 \\ \text{Np} - 0 \end{cases} \quad 2v = - 60^\circ$
Моноклинный пироксен	—	$\begin{array}{l} \text{П}_{(110)} \begin{cases} \text{Ng} - 65 \\ \text{Nm} - 44 \\ \text{Np} - 56 \end{cases} \quad \text{CNg} = 36^\circ \\ \text{Ng} - \text{Np} = 0,026. \quad 2v = 54. \\ \text{удл.} + \end{array}$	—

Роговая обманка

$\begin{matrix} \text{Ng} - 77 \\ \text{П}_{(11)} - \text{Nm} - 61 \\ \text{Np} - 32 \end{matrix}$
 $\text{CNg} = -15^\circ$
 $\text{Ng} - \text{Np} = 0,024$
 $2v = -72^\circ$
 удл. +

$\begin{matrix} \text{Ng} - 77,5 \\ \text{П}_{(110)} - \text{Nm} - 63 \\ \text{Np} - 31 \end{matrix}$
 $\text{CNg} = 15^\circ$
 $2v = -65^\circ$
 $\text{Ng} - \text{Np} = 0,026$
 удл. +

Количественный минералогический подсчет (в объемных процентах)

Плагиоклаз	40,2	46,5
Калиевый полевой шпат	26,8	24,2
Кварц	12,9	12,3
Роговая обманка	8,7	5,5
Биотит	—	1,9
Пироксены	—	7,5
Эпидот	7,1	—
Рудные минералы	4,3	3,1

В приконтактной зоне ввиду микрокристаллической структуры основной массы количественный минералогический подсчет не производился

В таблице 1 мы приводим данные о минералогическом составе Субатанского интрузива по результатам оптических исследований в различных частях поверхности выхода.

Роговая обманка в интрузиве является продуктом замещения пироксена, а эпидот—плагиоклаза. В центральной части интрузива кварц и полевой шпат образуют микропегматитовые срастания.

О химизме Субатанского интрузива можно судить по нижеприведенному химическому анализу (аналитик В. Бабаян) и числовым характеристикам по А. Н. Заварицкому.

SiO_2 —57,39. TiO_2 —0,85. Al_2O_3 —16,33. Fe_2O_3 —5,66. FeO —3,17. CaO —6,53
 MgO —3,50 MnO —0,09. Na_2O —2,48. K_2O —3,82. H_2O^- —0,23. H_2O^+ —0,82.
 Сумма 100,87.

$$\begin{array}{lll} a = 13,5. & f' = 47,3. & Q = -2,1. \\ b = 18,2. & m' = 31,9. & a : c = 3,5. \\ c = 3,9. & c' = 20,8. & \\ s = 64,4. & n = 40,0. & \end{array}$$

Приведенный анализ характеризует состав средней зоны интрузива. В апикальной части количество кремнекислоты в интрузиве доходит до 60%.

На основании вышеприведенного фактического материала можно установить, что состав Субатанского интрузива меняется от габбро до кварцевых диоритов.

Относительно времени внедрения Субатанского интрузива нет единого мнения и определенности.

Первые сведения о возрасте интрузива мы находим у К. Н. Паффенгольца. Касаясь вопросов стратиграфии и тектоники олигоцена и соленосной толщи Армении К. Н. Паффенгольц [4], указывает, что „...в юго-восточной части Севанского бассейна, у сел. Субатан пемзовые туфы, сопоставляемые с „сарикаинской толщей“, прорываются гранодиоритами, которые не могут быть моложе нижнего плиоцена“. Позднее он отмечает, что Субатанский интрузив внедрен в толщу андезитов и туфов олигоцена [5,].

В дальнейшем пемзовые туфы Субатана К. Н. Паффенгольц отнес к средне-верхнечетвертичному времени, снизив возраст интрузива до верхнего эоцена.

Е. Е. Милановский [3], считает, что Субатанский интрузив прорывает вулканогенную толщу эоцена, на которую несогласно ложатся розовые липаритовые туфы плиоцена.

А. Т. Асланян [1], Субатанский интрузив включает в Айоцзорскую группу гранитоидных интрузий, размещенных в сильно дислоцированной вулканогенно-осадочной толще эоцена, перекрытой с большим угловым несогласием вулканогенно-осадочной толщей верхнего миоцена — нижнего плиоцена.

Таким образом, геологическими данными точный возрастной предел Субатанского интрузива не устанавливается.

Для установления времени внедрения Субатанского интрузива были произведены исследования абсолютного возраста калий-аргоновым методом. Выделение аргона и его изотопный анализ были произведены в лаборатории геологии докембрия АН СССР Г. А. Карепетяном и Р. Х. Гукасяном в разное время и независимо друг от друга. Калий определялся хлорплатинатным методом в химической лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитиками Г. Джрбашян и В. Бабаян.

Исследованию были подвергнуты два образца: первый образец был взят на небольшом удалении от контактовой зоны, а второй — из центральной части интрузива.

Определение абсолютного возраста этих пород при содержании калия $40 \cdot 3,7 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$ и $2,15 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$ дали соответственно цифры 52 и 57 млн. лет.

Согласно геохронологической шкале Марбла-Холмса, при продолжительности эоцена в 20 млн. лет (в интервале 40—60 млн. лет), можно установить, что внедрение интрузива имело место на границе нижнего-среднего эоцена.

Принимая во внимание заниженный возраст приконтактной зоны (57 млн. лет), объясняемый процессами ассимиляции древних пород вмещающей толщи, можно считать, что внедрение Субатанского интрузива происходило в начале среднего эоцена.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14 IV 1959

Կ. Գ. ՇԻՐԻՆՑԱՆ, Ն. Ա. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

ՍՈՒԲԱՏԱՆԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱՆ ԵՎ ԲԱՅԱՐՁԱԿ ՀԱՍԱԿԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սուբատանի ինտրուզիվը տեղադրված է Սևանա լճի հարավ-արևելյան ափին, նույնանուն գյուղի մոտ: Ինտրուզիվի ելքը գտնվում է Վարդենիսի Առնաշղթալի հյուսիսային լանջերում, որը կազմված է պալեոգենի, նեոգենի և չորրորդական դարաշրջանի նստվածքային ու հրաբխածին ապարներից:

Տեկտոնական կառուցվածքով շրջանը, որտեղ տեղադրված է Սուբատանի ինտրուզիվը, իրենից ներկայացնում է Հայաստանի Փամբակ-Ջանգեղուրի ստրուկտուրո-մետալոգենիկ գոտու միջին մասը: Ինտրուզիվը գրավում է մոտ 1 քառ. կմ. մակերես:

Սուբատանի ինտրուզիվը ներկայացված է խառնուրդային (հիբրիդային) ապարներով, որոնք առաջացել են անհավասարակշռված մագմատիկ զանգվածից: Ասիմիլացման և ածանցման դերը ինտրուզիվի առաջացման ժամանակ միանգամայն ակնհայտ է:

Ինտրուզիվ ապարների քիմիկո — միներալոգիական բաղադրությունը, միներալների քանակական հարաբերությունները, ստրուկտուրան և տեքստուրան

հաստատուն չեն և գլխավորապես փոփոխվում են ժայռամասերից դեպի կենտրոն: Մերձկոնտակտային զոնայում ինտրուզիվը ունի զարրոյի կազմութուն: Ապարի միներալոգիական բաղադրությունը ներկայացված է հիմնային պլագիոկլազով և պիրոքսենով:

Կոնտակտից հեռանալիս ապարի միներալոգիական բաղադրության մեջ Երևան են գալիս գրանիտոիդային մագմայի բնորոշ միներալներ:

Հետազոտությունների հիման վրա հաստատված է, որ Սուբատանի ինտրուզիվի կազմութունը փոփոխվում է զարրոյից մինչև կվարցային դիորիտները:

Սուբատանի ինտրուզիվի ներդրման ժամանակի վերաբերյալ միասնական կարծիք չկա: Կ. Ն. Պաֆենհոլցը նշում է, որ Սուբատանի գրանոդիորիտային ինտրուզիան ստորին պլիոցենից ավելի երիտասարդ լինել չի կարող: Ե. Ե. Միլանովսկին գտնում է, որ Սուբատանի ինտրուզիվը պատռում է էոցենի հրաբխածին շերտախումբը, որի վրա աններդաշնակ կերպով տեղադրված են պլիոցենի վարդագույն լիպարիտային տուֆերը:

Այսպիսով, երկրաբանական տվյալներով Սուբատանի ինտրուզիվի ճշգրիտ հասակը չի որոշվում: Այդ պատճառով էլ Սուբատանի ինտրուզիվի ներդրման ժամանակը որոշելու համար կատարվել են բացարձակ հասակի հետազոտություններ կալիում-արգոնային մեթոդով: Ուսումնասիրվել են երկու նմուշ. առաջին նմուշը վերցրվել է ինտրուզիվի մերձկոնտակտային զոնայից ոչ հեռու, իսկ երկրորդը՝ կենտրոնական մասից: Ինտրուզիվի բացարձակ հասակի որոշումը տվել է համապատասխանաբար 52 և 57 մլն տարի: Համաձայն Մարբլ-Հոլմսի գեոխրոնոլոգիական աղյուսակի, կարելի է եզրակացնել, որ ինտրուզիվի ներդրումը տեղի է ունեցել ստորին-միջին էոցենում:

Հաշվի առնելով մերձկոնտակտային զոնայի հասակի համեմատաբար բարձր տվյալները (57 մլն տարի), որը բացատրվում է հին հասակի ապարների ասիմիլացմամբ, կարելի է պնդել, որ ինտրուզիվի ներդրման ժամանակը համապատասխանում է միջին էոցենի ստորին մասերին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, г. Ереван, 1958
2. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН. АрмССР сер. геол. и геогр. наук т. X, № 4, 1957.
3. Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 4, 1952.
4. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Записки Всес. Мин. Общ., т. XVII, № 2, 1938.
5. Паффенгольц К. Н. Интрузивные породы бассейна озера Севан и р. Веди-чай, Даралագеза и Нах. края. Сб. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. Геол. упр., вып. II, 1941.

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

էջ

Սեռափոքրաֆիա

- Հ. Հ. Սարգսյան, Սևան-Շիրակի սինկլինորիումի ինտրուզիաների հասակային մասնատման մասին 3

Պալեոնոստրախիա

- Պ. Մ. Ասլանյան, Փափկամորթների նոր տեսակներ հարավ-արևմտյան Հայաստանի պալեոգենի նստվածքներից 15

Հրաբխականություն

- Կ. Ի. Կարապետյան, Դալիկ հրաբուխը 23

Պետրոգրաֆիա

- Բ. Ս. Վարդապետյան, Բազուլի ինտրուզիվ կոմպլեքսի մասին 30

Օգտակար հանածոներ

- Է. Ա. Խաչատրյան, Հայաստանի կոլչեդանային հանքայնացման որոշ առանձնահատկությունների մասին 51

Գիտական նորեր

- Կ. Գ. Շիրինյան, Հ. Ա. Կարապետյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Սուբառտանի ինտրուզիվի պետրոգրաֆիան և բացարձակ հասակը 63

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Стратиграфия

- О. А. Саркисян, О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклинория 3

Палеонтология

- П. М. Асланян, Новые виды моллюсков из палеогеновых отложений юго-западной Армении 15

Вулканология

- К. И. Карапетян, Вулкан Далик 23

Петрография

Б. С. Вартапетян. О Базумском интрузивном комплексе 39

Полезные ископаемые

Э. А. Хачатурян. Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении . 51

Научные заметки

К. Г. Ширинян, Г. А. Карапетян, Р. Х. Гукасян. Петрография и абсолютный возраст Субатанского интрузива 63



Сдано в производство 2/VI 1959 г. Подписано к печати 29/VI 1959 г.
ВФ 04546. Заказ 251. Изд. 1,15. Тираж 500. 4 1/2 п. л.

Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, ул. Абовяна, 124