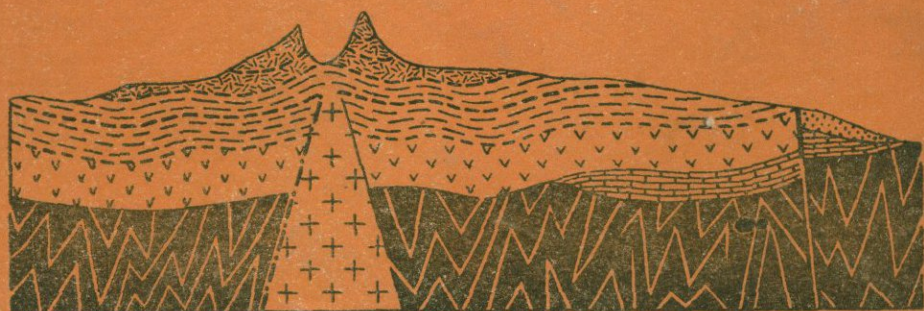


К.Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ
Г.Т. ТЕР-МЕСРОПЯН

АРАГАЦ



ЕРЕВАН - 1964



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Կ. Ն. ՊԱՅՖԵՆՀՈՒՅ ԵՎ Գ. Թ. ՏԵՐ-ՄԵՍՐՈՊՅԱՆ

Ա Ր Ա Գ Ա Ծ

ԱՐԱԳԱԾԻ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ՋԱՆԳՎԱԾԻ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԱԿՆԱՐԿԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

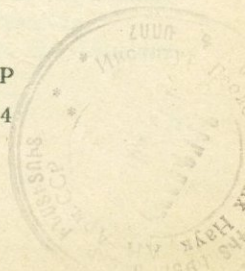
К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ И Г. Т. ТЕР-МЕСРОПЯН

АРАГАЦ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК АРАГАЦСКОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1964



14406
17059

В работе приводится детальная петрографо-минералогическая и химическая характеристики различных видов наземных эффузивов и туфовых образований Арагацского вулканического массива в их возрастной последовательности. Выделяются два вулканогенных комплекса—третичный и четвертичный; первый является отчетливо дислоцированным.

Анализируется химизм отдельных комплексов эффузивов, делаются выводы о дифференциации и эволюции магмы, высказываются соображения о генезисе туфолав.

Разбирается структура массива, обосновывается возраст отдельных выделенных комплексов пород. Для нижнего комплекса эффузивов и связанных с ними туфов и туфолав доказывається их олигоценый возраст, путем региональных сопоставлений и фациальных взаимоотношений с осадочно-вулканогенным комплексом Приереванского района и др. В заключении излагается краткая история геологического развития области.

ПРЕДИСЛОВИЕ

*Без точных наблюдений и исследований
нет и не может быть науки.*

В. М. Севергин, 1791

Арагац* (Алагёз) является высшей вершиной Малого Кавказа; он давно считался потухшим вулканом четвертичного времени. Первым назвал его вулканом ученый-путешественник Дюбуа де-Монперё (1839), затем первый исследователь Армении Г. Абих считал Арарат и Алагёз (1899, стр. 2) представителями «самых мощных массивных вулканических образований Армянского Нагорья, в центре его наибольшего понижения». Новейшие же исследования показали, что массив г. Арагац сложен в основном олигоценовой вулканогенной толщей, отчетливо дислоцированной, покоящейся на нижнепалеозойском высоко поднятом

* Эта гора обитаема с давних, доисторических времен; на ней имеется несколько находок культуры палеолита и многочисленные памятники материальной культуры, она известна богатыми пастбищами и прекрасным климатом. Лучшие легенды (в том числе библейские) армян связаны с Арагацем. Известный ученый и географ Морис Вагнер, ознакомившись в 1843 г. с Арагацем, спустившись с него, воскликнул: «Мне весьма трудно было расстаться с такой прекрасной, величественной и дикой красотой».

Название горы толкуют различным образом: в переводе с азербайджанского оно может означать «Пестрый глаз» (Ала-гёз), а также «Божий глаз» (Алла-гёз); у армян она известна под названием Арагац (Аракац), а также Алагяз. Последнее название, переводимое как «гуляй еще» (Ала-гяз), связано с легендой о всемирном потопе и Ное, гласящей следующее: когда ковчег Ноя приплыл с Запада в Армению, то, проходя над еще закрытым водой Арагацем, зацепил днищем его вершину и Ной сказал сам себе, увидев вдали уже выступавшую из воды вершину Арарата, — «гуляй еще» (иди дальше).

Другая легенда, связанная с Алагёзом, относится к более позднему времени: какой-то святой, нашедший в «кратере» серу и лечивший ею местных жителей, был там погребен; после этого над его могилой в «кратере» появилась в воздухе лампада с непрерывно горящей серой, висевшая в воздухе «без подвески», что в переводе на армянский язык гласит «ан-паран» («без веревки»). Отсюда производят и название районного селения Апаран (Абаран), расположенного у северо-восточного подножья Алагёза, хотя это слово переводят и как «не жарко» (ап-аран).

Под указанной «священной» лампадой совершались акты правосудия; если клявшийся подсудимый поднимал руку, то в случае его невиновности лампада к нему опускалась. Но вот однажды вор, укравший деньги и спрятавший их в выдолбленной палке, передал её временно соседу и сказал: «клянусь, что деньги не у меня»; лампада все же опустилась, но погасла, а затем быстро поднялась и исчезла навсегда.

Эта легенда явилась сюжетом для аллегорического стихотворения Ов. Туманяна «Лампада просветителя».

субстрате. Четвертичные лавы перекрывают массив плащеобразно в разных участках, увязываясь с речными террасами и озерными отложениями. Поэтому массив этот правильнее было бы называть Арагацским вулканическим нагорьем, подобно Агмаганскому (Гегамскому).

Первое подробное геолого-петрографическое изучение всего Арагацкого нагорья произведено П. И. Лебедевым (1931), специальные исследования по четвертичному вулканизму производились в этом районе впоследствии А. Н. Заварицким (1944—1953), а детальным расчленением туфолавовых толщ нагорья и изучением их разновидностей занимались А. А. Адамян (1950) и др. и К. Г. Ширинян (1956—1961).

Таким образом, все породы Арагацкого нагорья были хорошо изучены, но возрастные взаимоотношения их являются до сего времени наиболее спорным вопросом в стратиграфии кайнозоя Малого Кавказа. Разрешить его можно было только путем детальных геологических съемок, поскольку раньше, при маршрутных исследованиях, нередко соединяли воедино третичные и четвертичные эффузивы, а также синхроничные им туфовые образования.

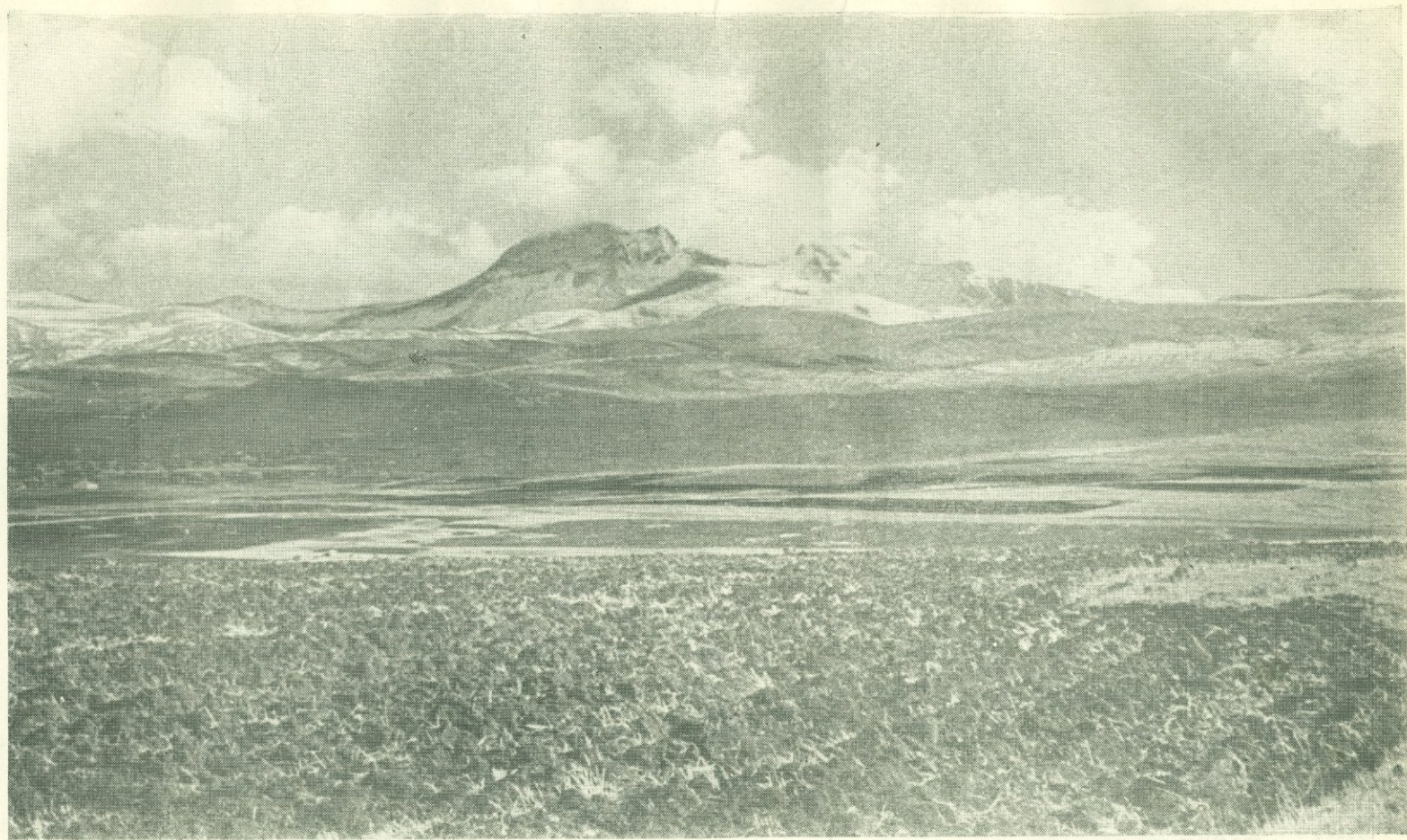
Наши детальные геолого-съемочные работы в Арагацском районе проводились с перерывами, начиная с 1937 г., причем последние наблюдения были сделаны летом и осенью 1962 г., а также весной 1963 г.

Обширное (до 3000 км²) Арагацское нагорье напоминает по форме плоско-выпуклый щит (диаметром около 60 км) с четырьмя вершинами в середине. Последние располагаются попарно к северо-востоку и юго-западу от так называемого «кратера». Высшей является северо-восточная вершина, достигающая 4095 м абсолютной высоты (фиг. 1). Низшая отметка подножья нагорья, у края Араратской равнины, равна около 1000 м; таким образом, относительное превышение его больше 3 км.

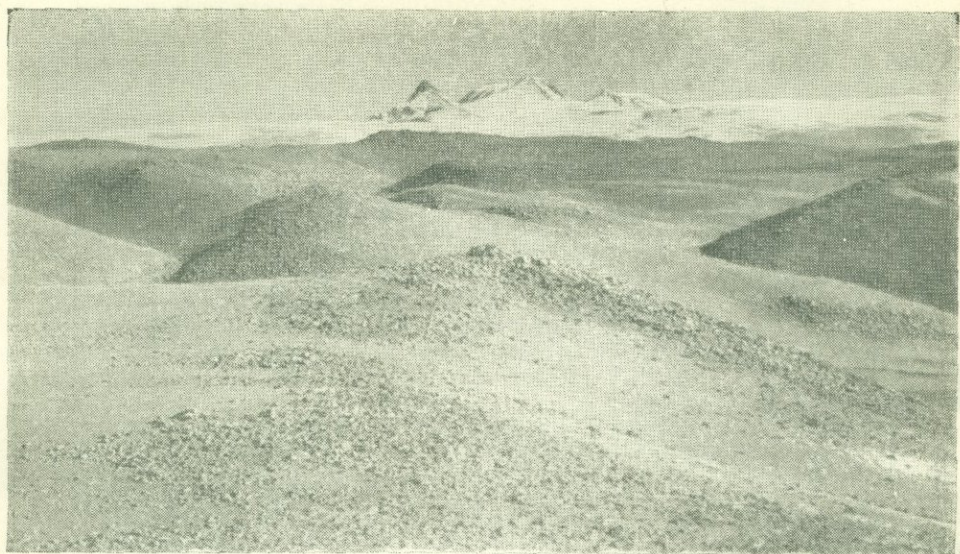
Морфологической особенностью «оглаженного» щита собственно массива г. Арагац являются его моренный ландшафт и радиально расходящиеся от его вершины узкие каньоны—троги. Массив несет следы нескольких древних оледенений; во время первого оледенения он был одет сплошной ледяной шапкой, спускавшейся до его подошвы (фиг. 2 и 3). В результате этого оледенения массив оказался покрытым чехлом валунных суглинков. Во время следующих оледенений ледяное поле, сократившись, располагалось вокруг его вершин, представлявших карлинги, а отдельные ледниковые языки спускались по уже выработанным главным ущельям также до подошвы горы (2030—2100 м).

Так называемый кратер г. Арагац представляет собой типичный ледниковый цирк в верховье эрозионной, измененной ледником долины антиклинального строения.

Почти по всей периферии массива (кроме южной) его опоясывают многочисленные потоки четвертичных лав и покровов туфовых образований со своими центрами излияний и извержений в виде характерных вулканических шлаковых конусов (см. карту и разрезы, фиг. 4 и 5).



Фиг. 1. Арагац, вид с северо-запада; на переднем плане лавы вулкана Голгат.



Фиг. 2. Арагац, юго-западный склон; ледниковые формы рельефа в лавах предвершинного пояса.

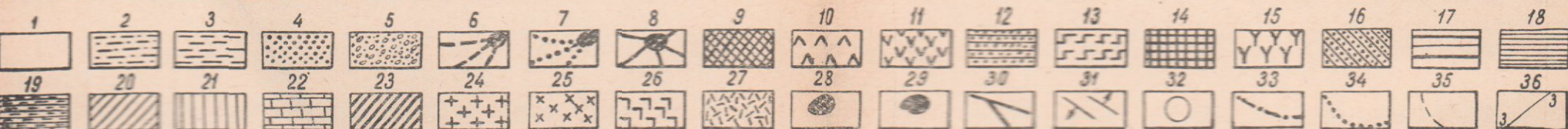
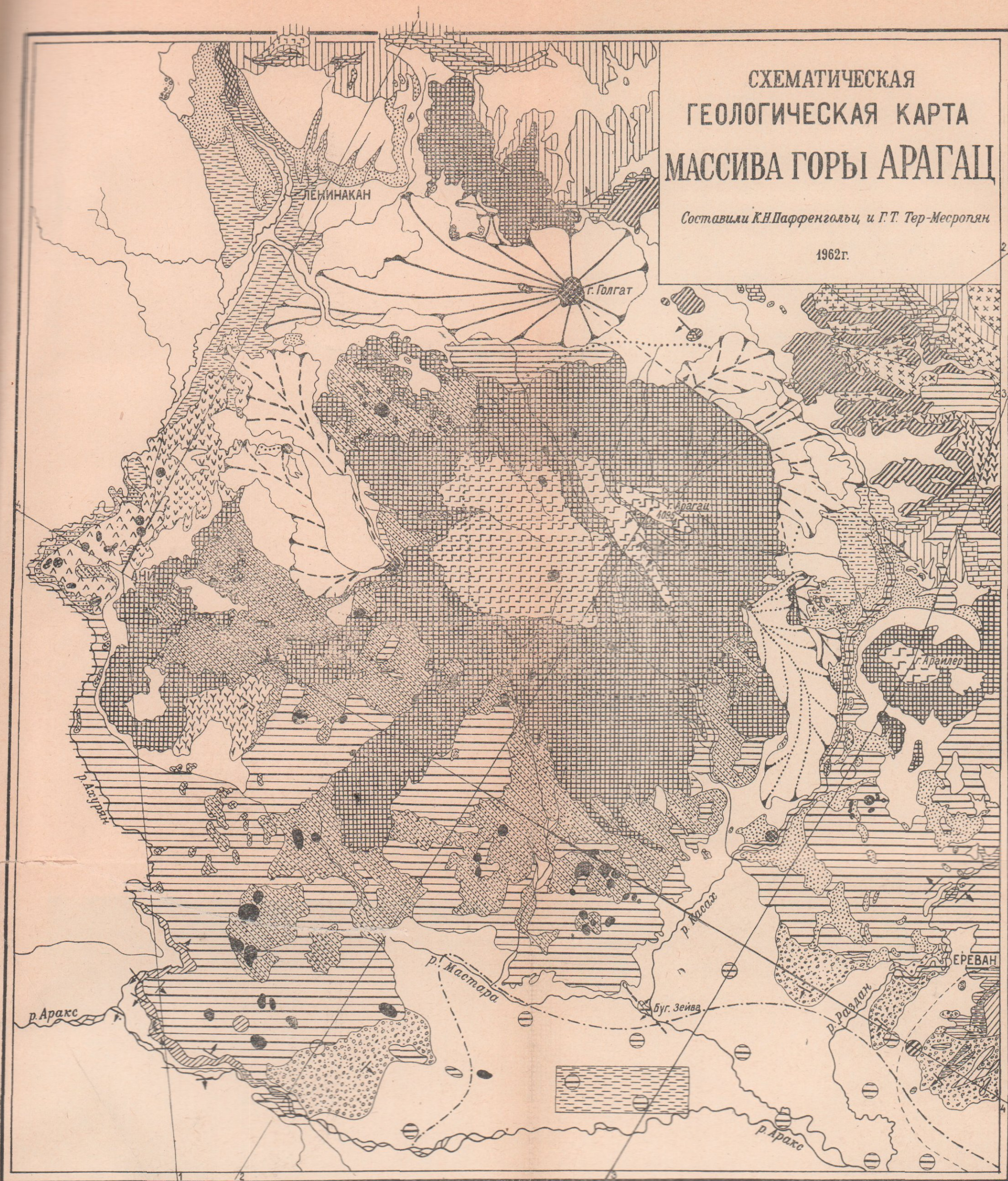


Фиг. 3. Арагац, вид с юго-востока, с высоты около 2000 м. На переднем плане видна размытая древняя морена, а за ней ледниковые формы рельефа.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МАССИВА ГОРЫ АРАГАЦ

Составили К.Н.Пафенгольц и Г.Т.Тер-Месропян

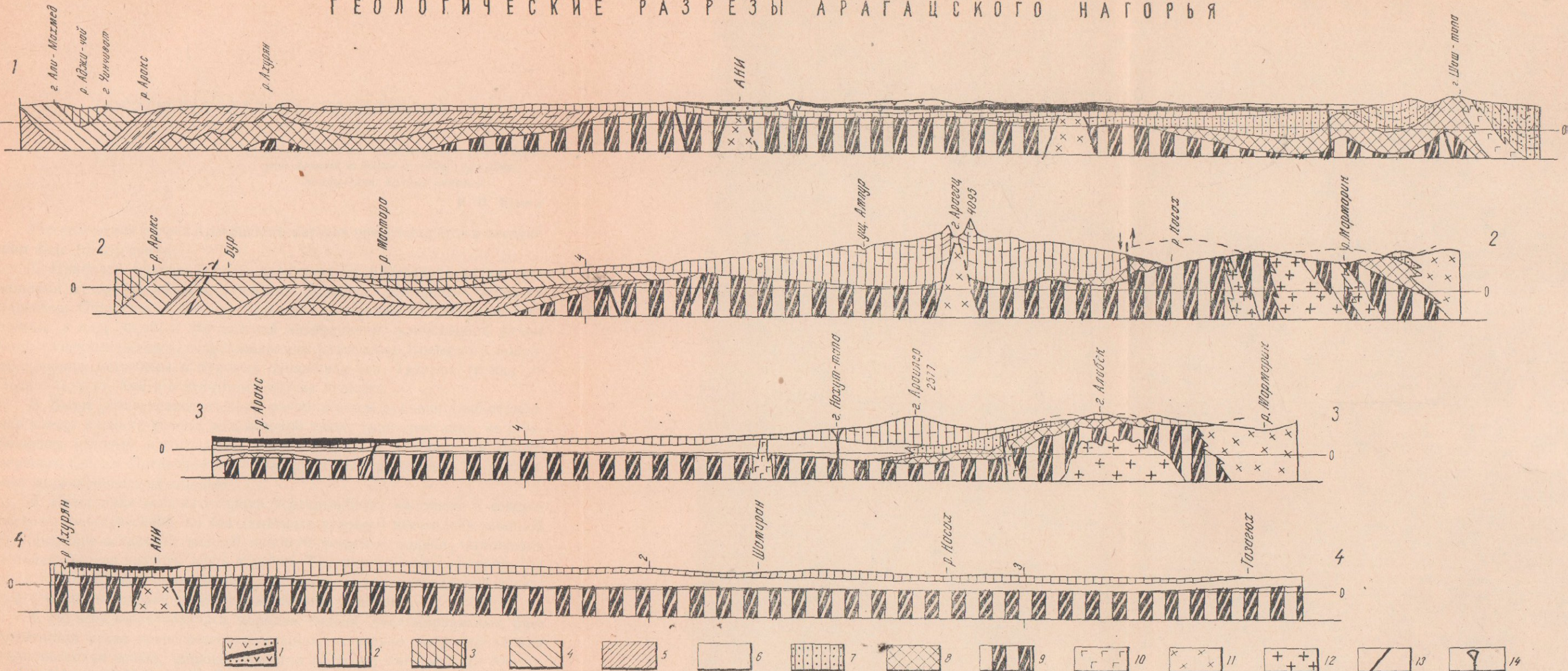
1962г.



Фиг. 4. 1—Аллювиально-пролювиальные и делювиальные накопления (неразделенные); 2—Водноталовые и озерные отложения Абаранского района; включают прослой вулканических туфов; 3—Озерные осадки Ленинанканской и Ереванской котловин; содержат прослой и линзы известняков; 4—Вулканические туфы Ленинанканско-Ереванского типа (террасные); 5—Глинисто-галечниковые образования высокой террасы (гюнц); 6—Лавы типа Е (виспери); 7—Лавы типа Д (вюрм); 8—Лавы типа С (рисс); 9—Лавы типа В (миндель); 10—Лавы района Ани (тип А); 11—Осадочно-вулканогенная толща района Ани-Багбас; 12—Пески и туфопесчаники района Ани (нижнечетвертичные); 13—Верхний олигоцен. Вулканогенная толща вершинной и предвершинной зон Арагаца; 14—Вулканогенная толща средней зоны Арагаца; 15—Липариты и обсидианы; 16—Вулканические туфы (Бюраканский и Арктикский типы);

17—Нижний олигоцен. Основная эффузивная толща подножья массива г. Арагац; 18—Верхний эоцен. Гипсо-селевская толща Приереванского района; 19—Пестроцветная толща Приереванского района; 20—Шорагбюрская толща (средний эоцен); 21—Осадочно-вулканогенная толща Ленинанканского и Арзаканского районов; 22—Сенон. Известняки, мергели, вулканогенные породы; 23—Верхний протерозой—нижний палеозой. Метаморфические сланцы; 24—Гранитоиды (средний (?) палеозой); 25—Гранодиориты (верхний эоцен); 26—Габброиды (верхний эоцен); 27—Гидротермально измененные породы; 28—Центры излияний четвертичных лав; 29—Центры излияний и извержений третичных вулканогенных образований; 30—Сбросы и взбросы; 31—Падение и простиранье пород; 32—Буровые скважины; 33—Граница прибрежной зоны озерной толщи Ереванской котловины; 34—Граница максимального оледенения; 35—Край Джрвежских андезитов-базальтов, оконтуривающих Шорагбюрскую антиклиналь; 36—Линии разрезов.

СХЕМАТИЧЕСКИЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ АРАГАЦСКОГО НАГОРЬЯ



Фиг. 5. Постплиоцен. Озерные и вулканогенные образования; 2—Олигоцен. Вулканогенная толща, нерасчлененная; 3—Верхний эоцен. Гипсо-соленосная толща; 4—Верхний эоцен. Пестроцветная толща; 5—Средний эоцен.

Шорагбюрская свита; 6—Верхний-средний эоцен-неразделенный; 7—Средний-нижний эоцен. Вулканогенно-осадочная толща Памбакского хребта; 8—Верхний мел. Карбонатная толща; 9—Верхний протерозой. Метаморфи-

ческие сланцы, 10—верхний эоцен. Габброиды; 11—верхний эоцен. Гранодиориты и др.; 12—Нижний палеозой. Гранитоиды; 13—Сбросы и взбросы; 14—Центры излияний и извержений.

ПОРОДЫ РАЙОНА И ИХ СТРАТИГРАФИЯ

*Не выдумывать, не измышлять, а наблюдать,
что делает и несет с собой природа.
Факты—это воздух ученого.*

И. П. Павлов

Геологический разрез Арагацского нагорья представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Наиболее древние породы представлены интенсивно дислоцированными метаморфическими сланцами верхнего протерозоя—нижнего палеозоя. Обнажаются они на больших площадях на северо-востоке района, в ядре крупной Мисханской антиклинали, осложненной рядом второстепенных складок, сопровождаемых разломами. Кроме того, подобные породы встречены в буровых скважинах сел. Тазагюх (к югу от Еревана), у ст. Ани и в некоторых других пунктах.

2. Выше резко трансгрессивно располагается вулканогенно-осадочная толща нижнего сенона, над которой также трансгрессивно, но с небольшим угловым несогласием, залегает мощная карбонатная толща верхнего сенона. Последняя местами лежит непосредственно на указанных метаморфических сланцах.

3. Известняки верхнего сенона перекрываются на севере и северо-востоке трансгрессивно, но без заметного углового несогласия, мощной вулканогенно-осадочной толщей нижнего-среднего эоцена. Отложения верхнего эоцена развиты лишь в районе Еревана и устья р. Ахурян, где представлены в основном глинисто-песчаниково-конгломератовой лагунной фацией, к которой приурочены соляные залежи.

4. На всех вышеуказанных породах, сильно дислоцированных, располагается резко трансгрессивно мощная, отчетливо дислоцированная вулканогенная толща, широко развитая по всему нагорью. На северо-востоке низы этой толщи лежат на породах верхнего протерозоя—нижнего палеозоя, а на юго-западе и юго-востоке—на отложениях верхнего эоцена. Возраст этой толщи вызывает до сего времени горячие споры.

5. Следующими по возрасту являются четвертичные отложения, опоясывающие все нагорье (см. фиг. 4) и представленные в разнообразных континентальных фациях. Преобладают лавы, туфы, аллювиально-делювиальные, водно-ледниковые и озерно-речные накопления. Послед-

ние охарактеризованы фаунистически и местами фациально связаны с лавами и туфами, что позволяет правильно датировать их возраст.

6. В северной и северо-восточной частях района развиты интрузивные породы, представленные нижнепалеозойскими и третичными гранитоидами; констатированы также небольшие интрузии третичных габброидов. Гранитоиды встречены также в скважинах в районе ст. Ани и гор. Ленинанкана.

В силу общей направленности статьи описание пород субстрата (нижнего палеозоя, верхнего мела и эоцена) не приводится.

Здесь уместно коснуться лишь спорного вопроса о возрасте нижней части эоценовой вулканогенно-осадочной, хорошо стратифицированной толщи Ширакского (Есаульского) хребта (к С—СВ от Ленинанкана). В породах средней части указанной толщи в различных пунктах встречена характерная нуммулитовая фауна (а также флора) среднего эоцена, ниже же—лишь плохой сохранности флора, которую склонны были относить к верхнему миоцену—нижнему плиоцену. В породах среднего эоцена Я. Б. Лейе (1962) констатировала следующий споро-пыльцевой комплекс: 1—споровые—представители семейств *Matoniaceae* и *Osmundaceae*, 2—голосемянные—араукарии и гинкго, 3—покрытосемянные вечнозеленые и субтропические формы—*Myrica*, *Zelkova*, *Phus*, *Ilex*, *Eucalyptus*, *Myrtaceae*, *Ericaceae*.

В нижней части толщи упомянутый автор выделяет маисянскую угленосную свиту, содержащую ископаемые остатки листопадных форм широколиственного леса—граба, дуба, бука, клена, гикорна, дзельквы, вяза и др., с незначительной примесью хвойных; по возрасту эта флора параллелизуется указанным автором со среднеплиоценовой флорой ингрессивной угленосной свиты района сс. Нор-Аревик—Мульк (бассейн р. Мегри) и вулканогенно-осадочной толщи сс. Гортун (Даралагёз) и Вохчаберд (Приереванский район).

Передаваемые нами образцы бурого угля (из интенсивно дислоцированных пород свиты) показали при споро-пыльцевом анализе наличие хорошего комплекса форм, в котором, по заключению Я. Б. Лейе, слишком много ольхи (*Alnus*), которая вместе с *Pterocarya sp.*, *Osmunda sp.*, *Ulmus sp.*, *Tripurites montanus*, *Leguminosae* и *Glyptostrobus sp.* не является характерной для эоценовых отложений; самым нижним возрастным пределом этих углей может быть, по ее мнению, нижний олигоцен.

На интенсивно дислоцированных эоценовых отложениях указанного района к северу от ст. Джаджур залегает ингрессивная пресноводная угленосная свита с характерной нижнечетвертичной фауной (К. Н. Паффенгольц, 1948). А. Т. Асланян (1958) по соображениям регионального порядка относит ее к олигоцену. Я. Б. Лейе параллелизует ее, на основании данных споро-пыльцевого анализа (споровые, древесные, голосемянные и покрытосемянные), с вышеупомянутой нор-аревицкой свитой (средний плиоцен).

Из вышеизложенного явствует, что третичная ископаемая флора Армении еще недостаточно систематизирована и требует дальнейших тщательных сборов и изучения.

Далее необходимо указать, что наши наблюдения осенью 1962 г. подтвердили послесенонский (во всяком случае) возраст Гехаротской (Спитакской, Вортнавской) интрузии кварцевых диоритов, установленный К. Н. Паффенгольцем еще в 1936 г. Впоследствии некоторые исследователи стали считать ее нижнемеловой, ссылаясь на новые наблюдения и неопубликованные пока данные определений абсолютного возраста (Г. П. Багдасарян, 1963).

Ниже дается характеристика всех разностей олигоценовой вулкано-генной толщи нагорья, а также опоясывающих его четвертичных образований.

1. В основании разреза вулканогенной толщи Арагацского нагорья (как и за его пределами) залегает свита базальтов (переходящих в андезито-базальты), обладающих нередко долеритовой структурой. Наибольшее площадное развитие они имеют в юго-западной и южной частях подножья нагорья; далее они встречены на северо-западном его склоне по ущелью Манташ (Каранлых) и юго-восточному—по ущельям Ампура (Амберд) и Архашан.

Макроскопически это светло-серые, иногда серые, хорошо раскристаллизованные породы, то плотные, то пористые, то мелкокоздреватые. Они слагают ряд потоков, отличающихся, по П. И. Лебедеву (1931), некоторыми колебаниями в количественном соотношении главных четырех минеральных компонентов: основного плагиоклаза (10% к основной массе), моноклинового пироксена, оливина и магнетита, а также структуры, которая является то чисто микролитовой, то приближается к микрофитовой, то ближе подходит к понятию трахитовой, причем микролиты в последнем случае распространяются флюидальными потоками вокруг ряда центров кристаллизации.

Среди вкрапленников преобладают оливин и моноклиновый пироксен; ромбический пироксен редок. Оливин редок в свежем виде, обычно можно наблюдать самые разнообразные стадии его превращения в оранжево-желтое вещество—иддингсит. Плагиоклазы вкрапленников образуют удлиненные призматические кристаллики и по оптическим константам относятся к ряду лабрадор-битовнита; микролиты же—к ряду лабрадор-андезина. Из аксессуарных минералов чаще всего присутствует игольчатый апатит.

Интересно отметить нахождение в базальтах ущелья р. Ахурян в Анийском районе ксенолитов пироксенитов (К. Г. Ширинян и С. Б. Абовян, 1958). Очевидно, что на относительно небольшой глубине, под лавами, залегают ультраосновные породы, обломки которых и были захвачены поднимавшейся лавой. Подобные ксенолиты (габбро и др.) давно уже констатированы в андезитах среднего олигоцена района сел. Капутан (Гёккилиса) к СВ от Еревана (К. Н. Паффенгольц, 1948). Указанные находки позволяют сделать предположение о продолжении в запад-

ном направлении вединского пояса ультраосновных пород, соединяющегося далее с кагызманским.

Лучшие разрезы свиты базальтов (и андезито-базальтов) наблюдаются по ущельям рр. Ахурян и Касах (Абаран). Разрез последнего (глубина каньона до 200 м) впервые описан П. И. Лебедевым и В. А. Егоровым (1934), выделившими на участке между сс. Мугни и Сагмосаванк до 11 пластов андезито-базальтов, чередующихся с конгломерато-брекчиевыми (туфобрекчиевыми) образованиями (фиг. 6 и 7).

От р. Касах далее к востоку строение описываемой толщи становится более сложным; в нем начинают принимать участие также осадочные полупресноводные и морские фации.

Так, например, по ущелью р. Касах выше сел. Аштарак под андезито-базальтами, в антиклинальном залегании, уже давно были констатированы выходы пемз, песчаников и туфов (А. П. Лебедев, 1931; А. А. Турцев, 1931); в последние годы этот разрез уточнен В. М. Амаряном (1959) и нами.

Здесь под оливиновыми андезито-базальтами верхнего покрова залегает прослой пемз, галечников, песчаников и туфов, подстилаемых новым потоком андезито-базальтов, а ниже—довольно мощная однородная толща пемз. Последние раньше считались основанием описываемой эффузивной толщи, однако данные глубоких буровых скважин, пробуренных в соседних районах, показали, что пемза и другие образования подчинены ей.

В скважине сел. Егвард встречены подобные же пемзовые образования мощностью 58 м, а под ними новая свита базальтов (91 м), несогласно подстилающихся породами гипсосоленосной толщи (свыше 370 м). В скважинах сс. Аштарак, Спандарян, Агарах, Уши и др. также обнаружены пески, туфобрекчий, туфы и пемзы, подчиненные указанной толще основных эффузивов. Наиболее интересен в фациальном отношении разрез скважины № 61 (в сел. Ошакан), в которой наряду с указанными обломочными образованиями среди андезито-базальтовой толщи (общей мощностью 351 м) впервые констатированы также типичные слоистые глины (мощностью до 150 м), несомненно им синхроничные.

Подобные глины обнажаются из-под базальтов (верхний покров толщи) у холма Мурад-тапа, на плато к юго-востоку от сел. Егвард; раньше, до буровых работ, эти глины относились К. Н. Паффенгольцем (1948) к верхнему эоцену.

Таким образом, разрезы вышеуказанных скважин показывают с несомненностью, что в районе Егвардского плато и к югу от него имеет место закономерная постепенная смена чисто вулканогенной субаэральной фации олигоцена Октемберянского плато на западе осадочно-вулканогенной фацией, являющейся переходной к вулканогенно-осадочной фации олигоцена района сел. Вохчаберд на востоке.

2. Андезито-базальты. Одной из наиболее развитых в строении Арагацского нагорья пород являются андезито-базальты, дающие ряд переходных разностей как в сторону базальтов, так и андезитов.

Обусловлено это, по П. И. Лебедеву, как колебаниями химического состава основной магмы, так и различиями в физико-химических условиях застывания.

В строении южного и западного склонов нагорья значительное участие принимают андезит-базальтовые лавы, содержащие, по П. И. Лебедеву (1931), в некоторых своих разностях, наравне с пироксеновой составной частью, также оливиновые образования. Они могут быть подразделены на два типа: темные оливиновые и светлые андезит-базальты; в последних количество оливина редуцируется до участия его лишь в составе основной массы, причем последняя принимает более кристаллизованное строение.

Темная разновидность оливиновых андезит-базальтов характеризуется значительным участием вкрапленников, которое достигает 26,5%; из них на долю плагиоклазовых вкрапленников падает 17,5%, на пироксены—3,5% и на оливин—5,5%. Базис занимает около 68,3% и на поры можно отнести 5,2%.

Вкрапленники плагиоклаза крупные ($1,3 \times 0,6$ мм) и средние ($0,4 \times 0,1$ мм) относятся к лабрадору, в то время как меньшее поколение вкрапленников и микролиты основной массы принадлежат андезину. Изредка присутствуют еще более основные плагиоклазовые вкрапленники (№ 66—68), нередко зональные (во внутренней зоне № 66, наружной—№ 53).

Пироксены (преимущественно моноклинные) образуют призматические кристаллики ($0,3 \times 0,25$ мм), светло-зеленоватого цвета. Оливин образует крупные (до $0,7 \times 0,3$ мм) зерна нередко с идиоморфными очертаниями; почти бесцветен, находится в парагенетическом взаимоотношении с пироксеном.

В районе сс. Шгаршик (Шиххаджи)—Акунк (Гёзлу) описываемые породы содержат оливиновые образования в виде небольших зерен и обрывков, заключенных среди микролитов основной массы или в светлых разностях, с наиболее закристаллизованной основной массой. Местами наблюдается некоторая метаморфизация оливиновых зерен, которые превращены, очевидно, в постмагматическую стадию, в ярко окрашенные оранжево-красные новообразования (иддингсит?).

Основная масса обладает андезитовым строением, представляя темно-серую, иногда буроватую аморфную массу, в которую погружены микролиты главных компонентов. Микролиты плагиоклазов имеют то игольчатую, то короткостолбчатую форму, с преобладанием первой.

3. Андезиты. Породы андезитового семейства, игравшие значительную роль в формировании нагорья в последние фазы вулканической деятельности, дают в то же время, по П. И. Лебедеву (1931), по сравнению с другими семействами лав (андезит-базальтов и дацитов), сравнительно мало вариаций; в особенности в количественном составе. Это довольно однообразный для Арагаца магматический тип. В отношении андезитов, точно так же как и в отношении нижеописываемых андезит-дацитов, можно отметить, что отдельные порции андезитовой

магмы, извергавшиеся последовательно даже в пределах одной вулканической фазы, в зависимости от условий кристаллизации, давали или темно-серые, частью стекловатые разности, развитые в нижней зоне, или серые и светло-серые разновидности андезитовых лав, слагающие наиболее высокие горизонты разреза нагорья.

Под микроскопом последние андезиты характеризуются порфировой структурой с гиалопилитовой основной массой; стекло почти прозрачное, изредка буровато-желтого цвета, являющееся переходным к тому типично бурому стеклу, которое является составной частью основной массы темной разности андезитов.

К кристаллообразованиям основной массы нужно отнести многочисленные кристобалитовые образования, которые имеют разнообразный характер, большей частью связанный с раскристаллизацией основной массы, чем с выполнением микролитовых пустот кристобалитовым веществом, как это наблюдается в некоторых андезито-дацитах и дацитах Арагаца. Нередко наблюдаются радиально-лучистые сферолиты кристобалита, часто же он заменяет как бы базис, цементируя микролиты плагиоклаза и пироксена. По-видимому, его генезис не только захватывает постмагматическую стадию изменения только что сформированной горной породы, но и предшествующий конечный период затвердевания основной массы лавового потока.

Вкрапленники, занимающие не менее 22% всей породы, принадлежат к плагиоклазам ($0,25 \times 0,55$ мм), а также к моноклинному и ромбическому пироксенам.

Вкрапленники плагиоклазов (андезины) часто переполнены включениями стекла неправильной формы, но нередко они образуют и резко ограниченные зоны. Моноклинный пироксен обычно слабо-зеленый, диопсидового габитуса; ромбический пироксен почти совершенно бесцветный со слабым плеохроизмом в желтовато-розовых тонах.

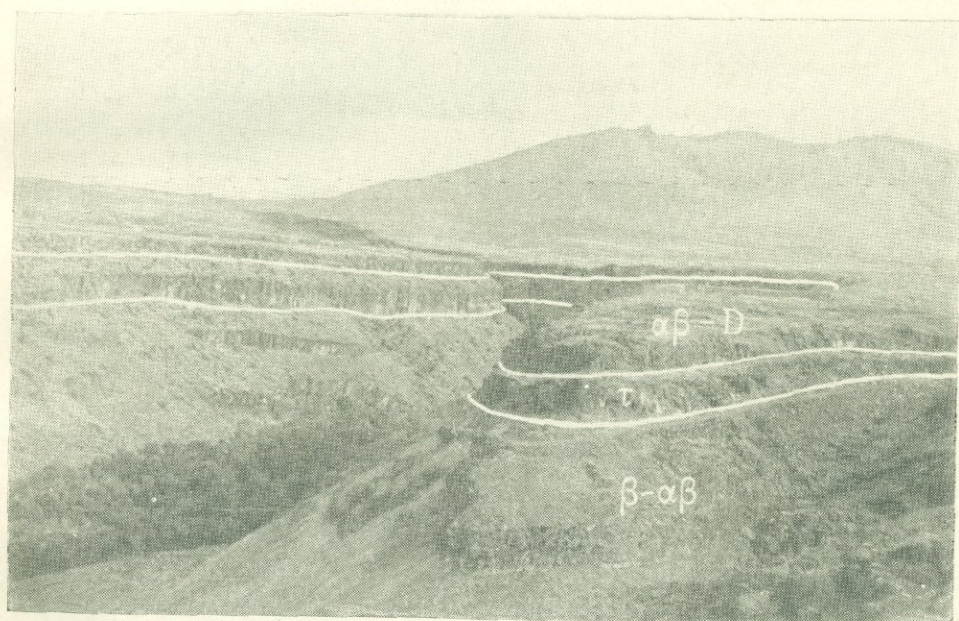
Андезиты Талинского района представлены черной, реже темно-серой породой, слагающей отдельные участки сплошным покровом, чаще же являющейся в виде характерной глыбовой лавы, в форме отдельных конусов, шишек, бугров и др. Под микроскопом порода обладает, по П. И. Лебедеву, порфировой структурой с гиалопилитовой (андезитовой) основной массой; состав последней: микролиты ($0,04 \times 0,02$ мм) плагиоклазов, зернышки пироксена и идиоморфные кристаллики магнетита. Количество вкрапленников по отношению к основной массе (главным образом плагиоклазы) не менее 50% всей породы по объему.

Преобладают удлинённые вкрапленники плагиоклазов с периферической оторочкой, переполненной включениями стекловатого базиса. В меньшем количестве присутствуют более крупные таблитчатые кристаллы с зональным строением. По оптическим константам относятся к лабрадор-андезинам.

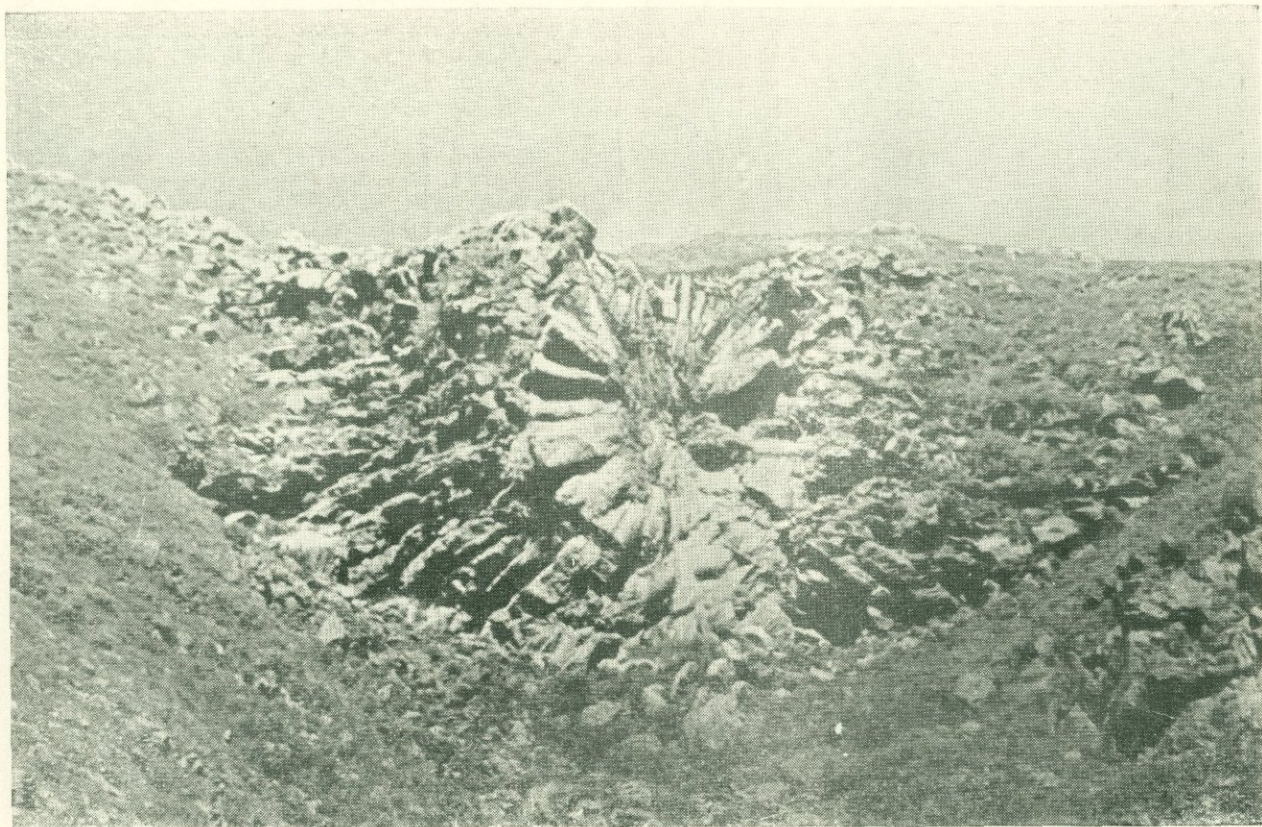
4. Андезито-дациты представлены в массиве рядом разностей, отразивших на себе физические свойства, условия характера застывания лавовых потоков. В зависимости от количественного соотношения



Фиг. 6. Ущелье среднего течения р. Касах (Апаран), вид с СВ. Андезито-базальтовая толща нижнего олигоцена, слагающая близширотную антиклиналь. Справа покров четвертичных туфов (Рисс) ереванско-ленинканского типа (выклинивающиеся), перекрытых лавами Аштаракского потока (тип D).



Фиг. 7. Каньон среднего течения р. Касах (Апаран), вид с ЮВ. Андезито-базальтовая толща нижнего олигоцена перекрывается по обоим бортам четвертичными туфами (Рисс) и лавами (тип D) Аштаракского потока, чем определяется возраст пропапла.



Фиг. 8. Арагац, южный склон, район ущелья и развалины Амберд. Гигантская концентрически-радиальная форма отдельности в серых андезито-дацитах среднего олигоцена. Вид с юго-востока. Диаметр сфероида около 30 м.

в основной массе кристаллических компонентов и аморфного базиса, представляющего собой часто буроватое железистое стекло, получают или более темные, почти черные разности, темно-серые лавы и, наконец, наиболее кристаллизованные светло-серые плотные андезиты-дациты вершинного пояса. В отношении химического состава все разности андезито-дацитовый магмы являются почти тождественными.

Значительное распространение имеют своеобразные темно-серые, почти черные породы с крупными белыми полевошпатовыми вкраплениями. Местами наблюдается их правильное ориентированное распределение в лаве, указывающее на интрателлурический характер их кристаллизации.

Под микроскопом порода эта обладает интерсертальной структурой: в промежутках между микролитами плагиоклазов толстопризматического габитуса заключено в небольшом количестве коричневатое прозрачное стекло.

Вкрапленники плагиоклазов (андезины; $0,5-0,8 \times 0,4-0,3$ мм) часто оплавлены и переполнены мельчайшими дендритами аморфного базиса. Пироксены бесцветные, моноклинные; ромбические встречаются очень редко. Биотит—в виде немногих крупных сильно оплавленных кристаллов, окруженных оторочкой из мелкозернистых образований рудного вещества, которые в форме дендритных скелетных кристаллообразований проникают внутрь биотитовых кристаллов.

В районе развалин средневековой крепости Амберд в серых андезито-дацитах наблюдается гигантская концентрически-радиальная форма отдельности (поперечник сфероиды свыше 30 м; фиг. 8), впервые отмеченная П. И. Лебедевым (1931, рис. 13). Интересно указать, что подобная же форма отдельности, но меньшего масштаба (поперечник до 10 м) констатирована Г. Абигом (1902, фиг. 10) в диабазовых (?) порфиритах среднего эоцена в ущелье р. Куры между сс. Аспинза и Гобиети.

Указанные андезито-дациты развиты преимущественно в средней зоне южного склона Арагаца: в предвершинной зоне распространены другие разности их. Макроскопически это очень плотные, совершенно светло-серые лавы с кажущимся отсутствием полевошпатовых вкрапленников вследствие их однотонности с основной почти нацело раскристаллизованной массой и с фактически почти полным отсутствием вкрапленников пироксена.

Под микроскопом структура основной массы то микролитовая с наклоном к трахитовой, то более типично трахитовая; в состав основной массы входит подчиненное количество пироксена; рудные выделения отсутствуют (П. И. Лебедев, 1931).

Из вкрапленников преобладают кристаллы плагиоклаза (в среднем $1,5 \times 2,5$ см), которые большей частью переполнены стекловатыми включениями, но иногда обладают свежей стекловидной прозрачной зональной оторочкой. Микролиты плагиоклазов отвечают № 40, более кислому,

чем вкрапленники. Вкрапленники пироксенов представлены бесцветным ромбическим пироксеном и слабо-зеленоватым моноклинным. В некоторых разностях этих андезито-дацитов встречаются вкрапленники биотита ($0,5 \times 1,5$ мм), обладающие оплавленными краями и оторочкой из мелких рудных образований.

В вершинной зоне Арагаца встречается еще одна разновидность андезито-дацитов, так называемые, по П. И. Лебедеву, серые вершинные андезито-дациты. Характерной породой этого типа является серая лава с многочисленными молочно-белыми вкрапленниками.

Под микроскопом порода обладает микролитовой структурой, крайне мелкозернистой. В состав основной массы входят мельчайшие микролиты полевых шпатов с крайне низким светопреломлением и двупреломлением, а также кристаллики магнитного железняка; цветные минералы отсутствуют. Количество вкрапленников довольно значительно: плагиоклаза—25—30%, пироксена—5—7%.

Крупные вкрапленники плагиоклазов (№ 45; $2,5 \times 2$ и 2×2 мм), со стекловатыми включениями, распределенными неправильно по всему кристаллу. В некоторых случаях центральная часть плагиоклаза окружена широкой, совершенно чистой оторочкой; местами в плагиоклазовых вкрапленниках наблюдаются в качестве включений полубоватые иголки апатита.

Вкрапленники зеленовато-желтого моноклинного пироксена ($0,5$ — $0,7$ мм) иногда окружены закристаллизовавшимся плагиоклазом с идиоморфными контурами. В меньшем количестве присутствует ромбический пироксен, почти всегда ассоциированный с крупными таблитчатыми выделениями магнитного железняка; иногда наблюдается ориентированное срастание с моноклинными пироксенами.

5. Д а ц и т ы. В пределах дацитового семейства лав Арагаца можно наблюдать большое количество разностей, различие между которыми обуславливается, по П. И. Лебедеву, как взаимоотношением структурных компонентов основной массы (отражающихся на их цвете), так и колебаниями в химическом составе дацитовой магмы.

В количественном соотношении лав, участвующих в формировании всего громадного вулканического нагорья, лавы дацитового семейства занимают одно из преобладающих мест, наравне с разнообразными дериватами андезито-базальтовой магмы.

В строении верхней и особенно средней зоны Арагаца принимает большое участие своеобразная дацитовая лава, для которой характерным является присутствие значительного количества кристобалитовых образований.

Лавы эти имеют много вариаций, но наиболее постоянной и развитой является та плотная серая, иногда светло-серая лава с беловатыми вкрапленниками плагиоклазов, которая является характерной и для водораздела рр. Архашан-Амберд в нижней его части. Под микроскопом структура порфировая, строение основной массы микротрахитовое; последняя представлена почти исключительно микролитами плагиоклазов

с мелкозернистыми выделениями руд и небольшим количеством в некоторых разностях мельчайших обрывков пироксена.

Вкрапленники плагиоклазов (андезинов) различных размеров (в среднем $0,7 \times 0,15$ мм) присутствуют в значительном количестве, достигая 35—40%. Преобладают идиоморфные призматические кристаллы с полисинтетически двойниковым строением, а также встречаются зонально образованные кристаллы.

Вкрапленники пироксена (7—10%) представлены как моноклинными, так и ромбическими разностями. Первые являются в форме светло-зеленоватых, вытянутых кристаллов с резко выраженной спайностью. Ромбические пироксены (бесцветные) почти всегда ассоциируются с рудным веществом. Встречаются в некоторых разностях корродированные кристаллы пироксена с темной (опацитовой) каемкой.

Кристобалит является постоянным компонентом породы и генетически тесно связан с формированием основной массы, очевидно в несколько стадий. Общий характер вещества в некоторых случаях позволяет говорить о выполнении им миаролитовых пустот при участии поствагматических агентов.

Местами (в верхах толщи) встречаются плотные темно-серые дациты, внешне лишенные порфириовидных вкрапленников; существенным компонентом основной массы являются кристобалитовые образования (до 20—25% основной массы).

Дацитовые пласты Амбердского каньона выше развалин Амберд, в нижних своих горизонтах представляют различные стадии изменения нормальной лавы, также значительно кристобалитизированные. В нижней части контактного слоя кристобалитовые образования исчезают, заменяясь морфологически неправильными ветвистыми выделениями прозрачного желтоватого аморфного вещества, представляющего собой, очевидно, род палагонита, окруженного такими же темноватыми оторочками еще более интенсивно бурых оттенков. Кроме того, в более глубоких зонах увеличивается количество кристаллов пироксена.

По П. И. Лебедеву, арагацские дациты подходят по химическому составу к трахидацитам, выделенным Ф. Ю. Левинсон-Лессингом для эффузий Центрального Кавказа.

6. Вершинные части Арагаца (фиг. 9 и 10) сложены преимущественно из разнообразных по габитусу, но близких по химическому составу лав дацитового же типа, с некоторым отклонением в сторону пантеллерито-дацитов (см. химические анализы—табл. I).

По внешнему виду здесь можно различить лавы: 1) светло-серые, порфировые; 2) стекловатые; 3) этакситовые с чередованием черных и красных слоев и 4) черные обсидианового типа. Третий тип встречается еще чаще среди более кислых представителей кислых лав Арагаца, которые могут быть отнесены уже к разностям, близким к липарито-дацитам.

Светло-серые дациты под микроскопом обладают порфировой структурой; основная масса микролитовая, состоящая из бесформенных

табличек и пластинок плагиоклаза и пироксена, среди которых заключены многочисленные кристаллики магнетита; встречается апатит. Вкрапленники плагиоклазов (основных) представлены в виде табличатых кристаллов ($1,5 \times 1$ мм, иногда до 2 мм длиной), нередко корродированных; число их местами значительно (до 40% по объему). Вкрапленники пироксенов (5—7%) различной величины; моноклинный пироксен с крайне слабым плеохроизмом, ромбический—с плеохроизмом: бесцветный, розовый. В качестве продуктов метаморфизации, связанных с ромбическим пироксеном, наблюдаются выделения коричневатого минерала, обладающего плеохроизмом в тех же тонах.

Стекловатые дациты встречаются в значительных потоках на западной вершине массива. Макроскопически это светлая, хрупкая, как бы рассыпающаяся порода; основная масса ее представляет прозрачное кислое стекло.

Вкрапленники плагиоклазов ($1,5 \times 0,8$ мм) представлены в виде широких идиоморфных кристаллов (полисинтетически сдвойникованных). Наблюдается срастание корродированных пироксеновых кристаллов (авгита) в одну комплексную группу, очевидно, интрателлурического происхождения; количество вкрапленников достигает 10% (П. И. Лебедев, 1931).

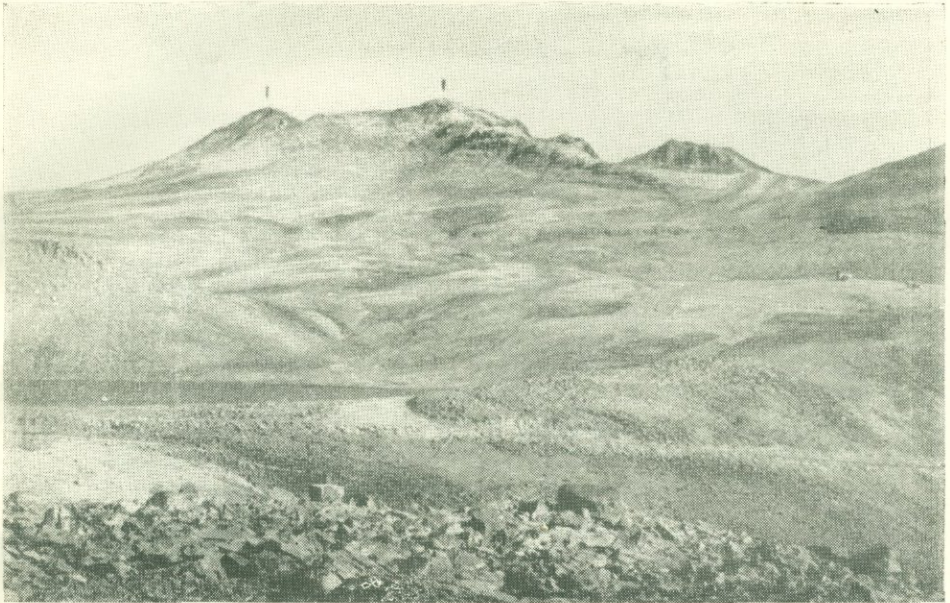
В незначительном количестве присутствует биотит, а также многочисленные иголки синеватого апатита.

Эвтакситовые черно-красные полосатые дациты обнаруживают большую аналогию со стекловатыми дацитами.

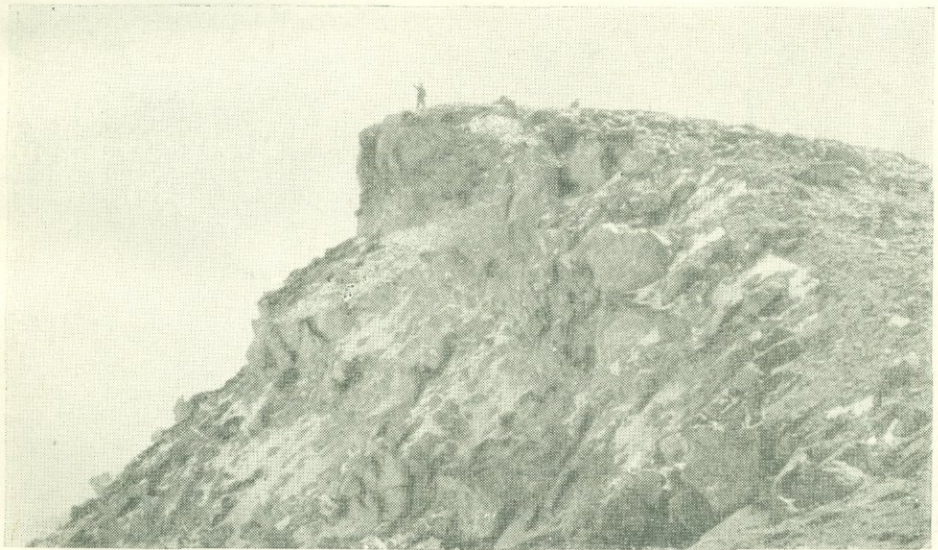
Микроструктура их отличается флюидальной основной массой, окрашенной в различные оттенки красного, бурого, желтого и оранжевого цветов; характерным является значительное количество пор, достигающее до 20%. Вкрапленники пироксенов обычно сильно изменены; все эти отличия, по сравнению со стекловатыми дацитами, объясняются внешними физико-химическими условиями застывания этих лав.

Химические анализы (табл. 1) указывают, что среди разнообразных лав вершинной части Арагаца имеется в качестве последних продуктов эффузивной деятельности ряд вариаций кислых лав, которые занимают промежуточное положение между дацитами и липаритами и которые в дальнейшем выделены П. И. Лебедевым (1931) в группу «щелочных дацитов».

Для вершинной зоны кислой лавы, наравне с черно-красными такситовыми лавами, характерны пестрые образные разности, развитые, например, на юго-западной вершине. Лава эта переполнена вкрапленниками полевых шпатов (лабрадоров), отличающихся большим количеством включений и втеков основной массы. Кроме того, присутствуют в виде вкрапленников целые комплексы интрателлурических образований обычного типа (моноклинный пироксен+плагиоклаз). Среди вкрапленников меньшего масштаба встречаются редкие для Арагаца кристаллики биотита.

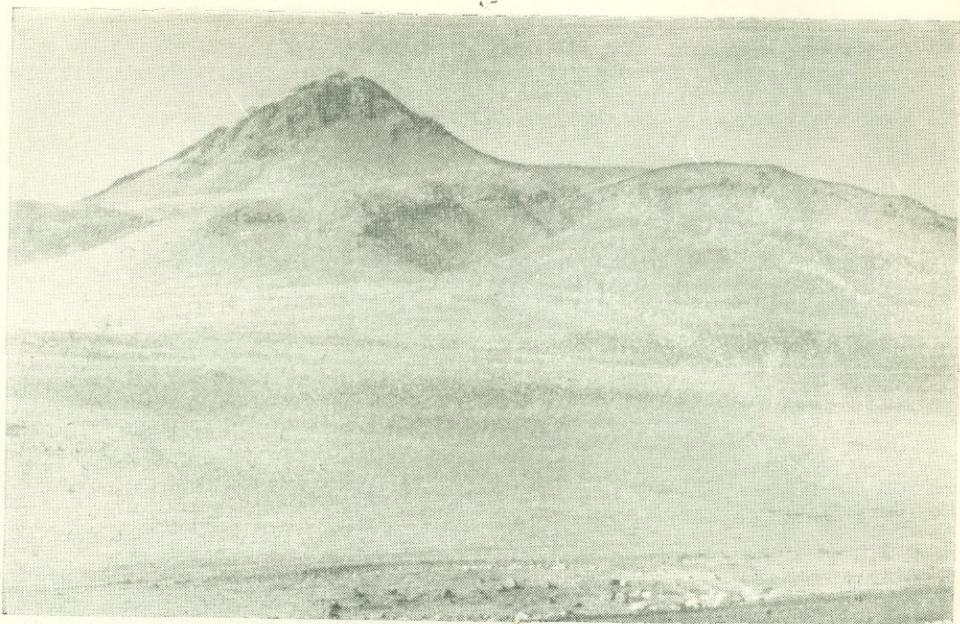


Фиг. 9. Арагац, южные вершины; вид от озера Севлич (Карагёль). Обнажаются разнообразнейшие дациты, в том числе щелочные. Падение пород на ЮЗ, а в бугре над озером—на СВ.

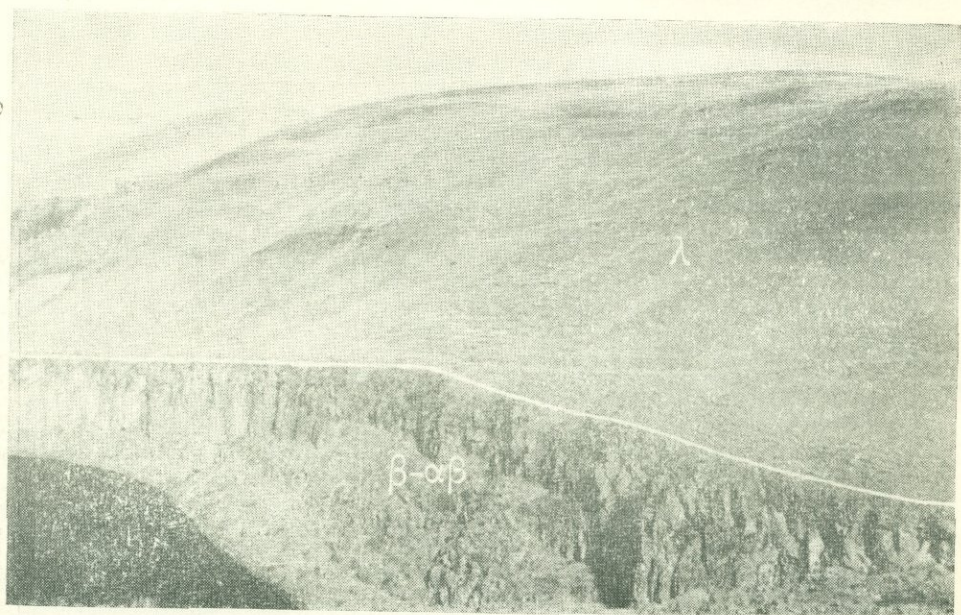


Фиг. 10. Арагац, юго-восточная вершина; сложена плитчатыми дацитами. Падение пород на ЮЗ.





Фиг. 11. Массив г. Б. Арteni (Богутлу), вид с СВ. Обнажается дислоцированная об-
сидиано-липаритовая свита, отчетливо падающая на ЮЗ под углом до 15—20°; пред-
ставляет крыло брахантиклинали.



Фиг. 12. Контакт андезито-базальтовой свиты (обрыв) нижнего олигоцена с согласно
её перекрывающей липаритово-обсидиановой толщей. Левобережье среднего течения
р. Раздан (Занга).

Основная масса буроватого цвета представляет собой две структурные разности: более темно-коричневые участки, переполненные иголочными микролитами, и более светлоокрашенные полосы, линзы, ленты стекла с характерными для кислых пород (например, обсидианов) образованиями.

Щелочные дациты. В эту группу П. И. Лебедевым выделено несколько разностей, отличающихся как по химическому составу, так и по характеру кристаллизации основной массы. К ним нужно отнести: 1—черные смоляно-каменные порфиры, а также 2—темные, почти черные, лавы, переполненные белыми плагиоклазовыми вкрапленниками, и 3—светло-серые щелочные дациты.

Интересно, что почти в каждой из этих разностей имеются как нормальные фации, так и те, которые характеризуются более или менее далеко зашедшими процессами кристаллизации.

а) Черный смоляно-каменный порфир является одним из наиболее молодых излияний вершинной зоны в разрезе массива г. Арагац, но как фациальная разность он изредка констатируется и в более низких частях толщи. Встречается он в районе вершины хребта Ампур-даг, на водоразделе Амберд-Архашан, в районе развалин Амберд, в хребте Севсар (Карад-даг) и др.

Макроскопически эти породы представляются плотными, хрупкими, смоляно-каменными лавами с незначительным количеством вкрапленников. Под микроскопом основная масса представляет флюидално-ориентированные потоки плагиоклазовых микролитов (преимущественно с прямым погасанием) с промежуточно расположенными остатками коричневатого аморфного базиса. Количество вкрапленников не более 8—10% объема всей породы, из них значительно преобладают (до 85%) тонковытянутые призматические кристаллы плагиоклазов, в большинстве представляющие простые и реже полисинтетические двойники; они строго идиоморфны, размеры их достигают $1 \times 0,4$ — $1,2 \times 2$ мм. Пироксены бесцветны, строго призматические ($0,2$ — $0,3$ мм $\times$ $1,1$ — $1,5$ мм).

Наблюдается значительная ассимиляция плагиоклазового вещества вкрапленников базисом; иногда остаются только тонкие полоски неассимилированного кристалла, иногда получаются более сложные формы корродированных вкрапленников, имеются немногочисленные образования магнитного железняка.

Местами в основной массе появляются многочисленные кристобалитовые образования, чаще всего заполняющие миаролитовые пустоты и поры, иногда же им необходимо приписать более активный характер в смысле кристаллизации их в основной массе среди микролитов.

б) Черные щелочные дациты развиты в хребте Севсар по правому склону ущелья Амберд и представляют макроскопически плотную черную породу со сравнительно редкими вкрапленниками плагиоклазов (андезины) и микроскопически аморфной массой, обладающей под микроскопом флюидалностью.

Обычно в разной степени кристобалитизированы; при этом кристобалит имеет ряд морфологических различий; он или заполняет отдель-

ные поры в породе, появляясь в форме обычного черепитчато построенного минерала с крайне слабым двупреломлением, или концентрируется в отдельные полосы, входящие в состав основной массы. Пироксены—ромбический гиперстен и моноклинный авгит—играют среди вкрапленников подчиненную роль.

Описанные черные дациты связаны переходами с розовыми разностями той же магмы; последние заключают в себе участки черных разностей и отличаются под микроскопом следующими особенностями строения: изменяется характер основной массы, которая становится мелкозернистой, по-прежнему не действующей на поляризованный свет, но лишенной всяких следов флюидалности; вкрапленники пироксена окружены желтовато-бурой оторочкой. Эти изменения, характерные также и для туфов Арагаца, говорят, по П. И. Лебедеву, о некотором перерождении черной щелочно-дацитовый лавы под влиянием выделяющихся магматических газов.

с) Светло-серые щелочные дациты находятся иногда в самой тесной связи с черными разностями и являются обычно хорошо закристаллизованными породами.

Под микроскопом можно отметить присутствие трахитовой основной массы со сравнительно крупными размерами микролитов; часто встречаются образования кристобалита, приуроченные к полостям и миаролитовым пустотам основной массы. Количество вкрапленников незначительно, преобладают плагиоклазовые; ромбический пироксен со слабым плеохронизмом (до розоватого), моноклинный пироксен обладает $2V=+64^\circ$, $cNg=42^\circ$.

При химическом изучении отдельных петрографических типов арагацских лав отмечалось характерное их отличие, заключающееся в присутствии значительного количества щелочей, что отклоняет их несколько от нормального типа соответствующих лав, приближая кислые разности к трахитовому типу. Кроме щелочных дацитов, арагацские лавы могут ближе быть сопоставлены с трахидацитами.

Вышеописанные породы ряда андезито-базальты—дациты связаны друг с другом, как то явствует из их характеристики, всей гаммой промежуточных разностей, т. е. кислотность эффузивов постепенно увеличивается снизу вверх. Диссонансом в этой схеме являются кислые туфовые образования, а также липариты и обсидааны, слагающие два горизонта в средней части эффузивной толщи—на границе андезито-базальтов и андезитов и выше—между андезитами и андезито-дацитами. Можно говорить о непрерывно-прерывистом изменении магмы в сторону большей кислотности и щелочности.

7. Л и п а р и т ы и о б с и д и а н ы слагают большую площадь в районе г. Большой Артени (Богутлу, 2057 м) и окрестностях сел. Пирмалак в юго-западной части Арагацкого нагорья (фиг. 11), где залегают согласно на андезито-базальтах основания толщи. Подобное же взаимоотношение липаритов и базальтов наблюдается по левобережью р. Раздан (фиг. 12). В северо-восточной части описываемой области, в

районе Цахкуняцкого (Мисханского) хребта свита липаритов и обсидианов располагается трансгрессивно на нивелированной поверхности метаморфических сланцев верхнего докембрия—нижнего палеозоя (вершины Дамлик-гядук и Алибек).

Липариты представляют характерную породу светло-серого и белого цветов, большей частью полосчатую, стекловатого облика с шелковистым стливом, отчетливо слоистую. Под микроскопом структура разнообразная, то перлитовая, то стекловатая, местами фельзитовая. Вкрапленники обычно немногочисленны и представлены главным образом кварцем, реже встречаются кислые плагиоклазы (олигоклазы) и санидин. Цветных минералов почти не встречается; местами лишь видны обрывки биотита, роговой обманки или пироксена. Среди липаритов встречаются как более плотные разности, так и пузыристые и пористые, представляющие переход к настоящим пемзовидным образованиям (литоидная пемза). Местами липариты сопровождаются туфовыми и брекчиевидными образованиями и в верхах толщи пересланываются с обсидианами.

Последние представляют весьма характерную стеклообразную породу черного темно-смоляного, светло-коричневого, дымчато-коричневого, сургучного, грязно-бурого, серого и других цветов, нередко проявляющихся совместно и придающих часто породе неравномерную пятнистую окраску. Обычно обладают плоскораковистым изломом; плоскости последнего большей частью покрыты концентрическими полосками.

Темный цвет является следствием отражения света, а не особой структуры вещества, потому что в проходящем свете темные пятнистые участки породы оказываются совершенно чистым, прозрачным и однородным стеклом, составляющим главную массу породы; в ней различным образом переплетаются коричневые волокна, похожие на ветки водорослей или мхов. При значительном скоплении подобных сплетений порода местами становится непрозрачной.

Под микроскопом наблюдается различно окрашенное плотное аморфное стекло, только в очень редких случаях, и то при весьма сильном увеличении, являющееся агрегатом маленьких зернышек. Цветное стекло постепенно переходит в светлую основную массу, распадающуюся на агрегат кривых и различным образом изогнутых, резко обозначенных нитей и тонких пластинок. Коричневые волокна проникнуты почти черными и различным образом изогнутыми, ничтожной длины (до 0,2 мм) ниточками, ресничками и усиками, имеющими при сильном увеличении вид глобулитов, расположенных четкообразно соответственно направлению волокон и указывающих на флюидальную текстуру.

В некоторых однородного цвета темных обсидианах под микроскопом основная масса (стекло) имеет светлую серо-зеленоватую окраску и представляет спутанный агрегат водяно-прозрачных белонитов в форме палочек, клинышек, треугольников и др.

Зернышки магнитного железняка, рассеянные в породе, окаймлены незначительным количеством радиально расходящихся весьма тонких трихитов; последние достигают 0,4 мм в длину, многообразно завиты и

усажены в различной степени темными зернышками глобулитов. Весьма редко встречаются кристаллики и обломочки роговой обманки (до 0,2 мм) оливково-коричневого цвета с резким плеохроизмом и характерными субмикроскопическими отростками.

Местами в заметном количестве находятся отдельные трихиты и маленькие пластиночки (до 0,3 мм); последние бесцветны, сильно поляризуют и по облику отвечают плагиоклазам. Магнитный железняк рассеян в породе в виде различного очертания зернышек (0,04—0,1 мм).

В районе г. Б. Артени липарито-обсидиановая свита отчетливо дислоцирована (фиг. 11), слагая второстепенную брахиантиклиналь близширотного направления. А. Т. Асланян (1958) считает указанные породы верхнеплиоценовыми экструзивными образованиями, параллелизуя их с дацитами г. Малый Артени, что не отвечает действительности (фиг. 4).

А. П. Лебедев (1940) производил в 1938 г., по материалам П. И. Лебедева, весьма интересные исследования плагиоклазов—вкрапленников различных пород вышеописанной эффузивной толщи массива г. Арагац. Указанным автором было измерено, по универсальному методу Е. С. Федорова, свыше 600 плагиоклазов шести групп пород; результаты этих исследований сопоставлены нами в нижеследующей таблице.

Наименование пород	Содержание в %	Номера плагиоклазов по измерениям	Средние номера	Вычисленные номера
Липарито-дациты и щелочные дациты	66,67	№ 37—50	42	19
Дациты	64,66	№ 38—64	45	?
Андезито-дациты	61,63	№ 39—56	46	35
Андезиты	59,60	№ 40—57	47	43
Андезито-базальты	55,56	№ 44—62—77	55	48
Базальты	50,92	№ 52—64	60	47

Упомянутый автор подчеркивает, что в каждой группе пород отмечались значительные колебания состава плагиоклазов вкрапленников; далее средние номера заметно больше вычисленных по химическому составу. Эти результаты подкрепляют еще раз прежнее заключение Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, что состав плагиоклазов микролитов является более характерной величиной, чем сильно изменчивый состав вкрапленников.

8. Весьма своеобразной и характерной особенностью строения комплекса эффузивов Арагацкого нагорья является участие в нем р а з н о б р а з н ы х т у ф о в, а также уникальных петрографических разностей, получивших со времени первого исследователя их Г. Абиха название т у ф о л а в.

Резко разграничить между собой все разновидности туфов и туфолов весьма затруднительно, так как они связаны взаимными переходами друг в друга.

Не пытаясь разделить их в стратиграфической последовательности, П. И. Лебедев (1931, стр. 276) установил среди них, на основании текстуры и структуры, а также цветной раскраски (отражающей физико-химические условия генезиса), следующие разности. Среди туфовых образований он выделил черные (темно-серые), красные и желтые туфы (ленинканский тип), а среди туфовых лав—черно-красные (пламенный тип) и фиолетово-пепельные (арктический тип).

Наиболее широкое площадное развитие имеют туфолавы пламенно-го и арктического типов. Туфолавы арктического типа по своему стратиграфическому положению являются синхроничными липаритам и обсидианам; туфолавы пламенного типа (бюраканские) залегают стратиграфически выше, т. е. они несколько моложе.

Наиболее древними туфовыми образованиями Арагацкого нагорья являются туфолавы амбердского каньона, Арктического района и Октемберянского плато. По условиям своего залегания и некоторым отличительным особенностям своей структуры и минералогического состава амбердские туфолавы резко отличаются от туфов других районов, что отметил впервые П. И. Лебедев (1931, стр. 306).

В Амбердском каньоне туфолавы прослаивают андезито-базальтовую свиту основания эффузивной толщи Арагаца. Порода обычно сильно пористая, розоватого или фиолетового цвета, хотя оттенки цветов нередко сильно варьируют. Пористость породы неравномерная, наиболее пористыми являются пемзо-шлаковые линзовидные стекловатые включения, количество которых в туфолавках варьирует в больших пределах. Включения обломков стекла имеют относительно темную окраску, обусловленную большей их окисленностью; при полном окислении обломки приобретают красную окраску, образуя пятнисто-красные, розовые туфолавы. Вниз по разрезу устанавливается увеличение степени сплюснутости стекловатых включений.

Под микроскопом туфолавы представлены лавоподобной мелкопористо-пузыристой стекловатой массой; по стенкам пор устанавливается раскристаллизация стекла, увеличивающаяся книзу. В стекловатую основную массу туфолав погружены порфиновые вкрапленники плагиоклаза (№ 44—46), пироксена и рудного минерала.

В. М. Амарян совместно с Г. Т. Тер-Месропяном констатировали выше по каньону Амберда несколько (до 4) горизонтов туфов и туфолав различной мощности, прослаивающих свиту андезито-дацитов и дацитов. Последние обычно смоляно-черного цвета и нередко фациально переходят в туфы.

Указанные туфы (туфолавы) Бюраканского ущелья (Амбердского), подчиненные толщам андезито-базальтов и базальтов, вследствие погружения (падения) последней к югу—юго-западу, нигде более на поверхности не обнаруживаются; единственным исключением из этого правила является бугор Зейва (888,3 м) на Араратской равнине, где подобные туфы выходят на поверхность в ядре небольшой брахиантиклинальной осложненной разрывом (фиг. 30).

Встречены же они во многих скважинах как в предгорной полосе, так и на Араратской равнине: у озера Айгер-лич, у завода Херес, в сс. Аштарак, Спандарян, Агарак, Уши и др.; интересно отметить, что по направлению к югу и юго-востоку от сел. Бюракан в толще появляется уже несколько туфовых прослоев, а также туфобрекчии.

Установлена генетическая связь между пирокластическими туфами и туфолавами; в этом переходе имеет место, по К. Г. Шириняну (1961, стр. 31), постепенное количественное изменение соотношения обломочной и лавовой масс, а не видоизменение обломков в лавоподобную массу вследствие спекания, как то предполагают некоторые исследователи.

П. И. Лебедев правильно параллелизует эту туфолаву с кипчагскими (Артекский район) полосатыми лавами, которые он считает переходными образованиями между туфовыми лавами и нормальными черносмоляными щелочными дацитами. Полосчатость породы обусловлена, по упомянутому автору, пространственным разграничением альбитовых и кристобалитовых образований и концентрацией первых в крупнопористых пемзовидных участках, а вторых—в преобладающих плотных полосах. В химическом отношении эти туфолавы относятся к дацитовому типу, близкому к щелочно-дацитовой ветви арагацских дацитов.

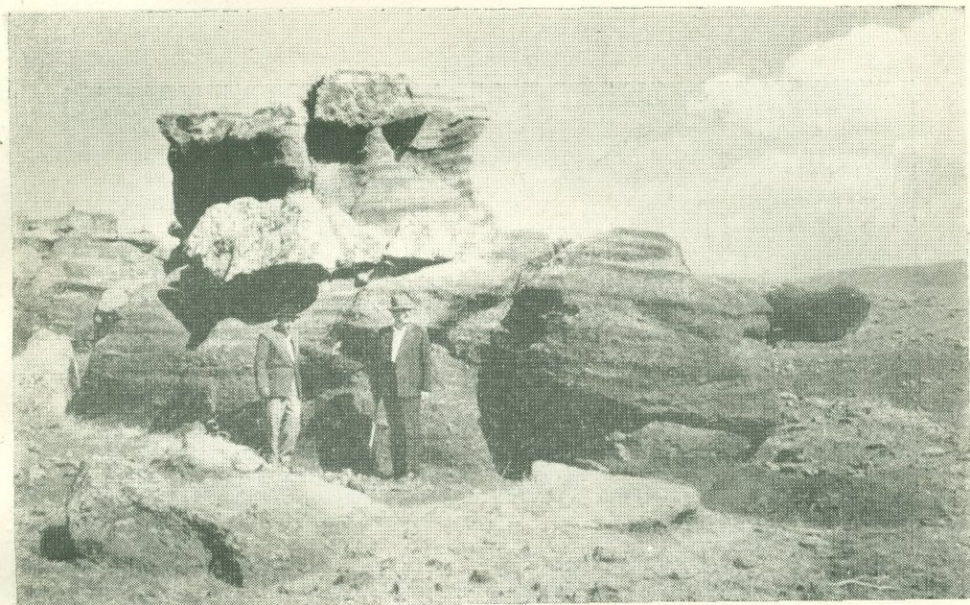
Вышеохарактеризованные туфолавы слагают на северо-западном подножье Арагацкого нагорья два крупных поля: Сонгурли-Махмуджукское (20 км²) и Артекское (свыше 10 км²).

Пламенные туфы (или шамиран-бюраканский тип) представляют в основном окисленные светлые породы с витрокластической основной массой. В последней более или менее равномерно разбросаны плотные черные стекловатые включения (от 2 до 4 см) линзовидной формы, напоминающие обсидиан или пехштейновую лаву. Эти включения являются результатом выбросов, происходивших совместно с составляющими главную массу пламенных туфов разнообразными тонкими обломками стекла; таким образом, они представляют своеобразную туфобрекчию (фиг. 13).

Минеральная фракция породы составляет примерно четвертую ее часть: кристаллы и обломки плагиоклазов (№ 37—42)—около 14%, пироксенов—до 5% и рудных минералов—около 3%; примерно 75% общего объема туфов составляют обломки стекла. Для пламенных туфов иногда характерно, по К. Г. Шириняну (1961), наличие кристаллитов—спикулитов и трихитов, образование которых обусловлено высокой температурой обломочной массы в постэруптивную стадию.

Шамиран-бюраканские туфы слагают в южной части Арагацкого нагорья громадные площади; так, например, непосредственно в Талинском районе площадь их превышает 40 км² (см. фиг. 4).

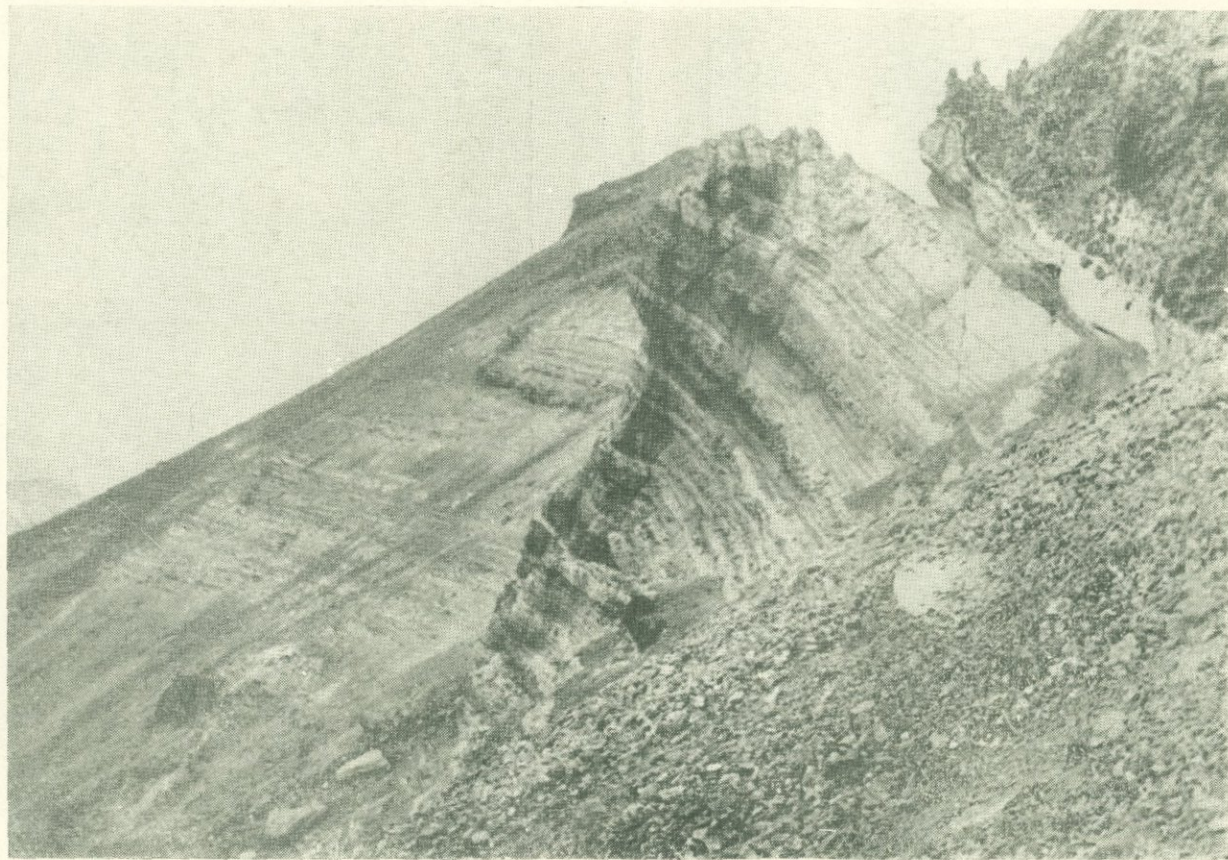
На южном склоне главной вершины Арагаца развиты типичные туфобрекчии (фиг. 14), сменяющиеся к западу мощной (свыше 100 м) толщей слабоуплотненных туфопесчаников, туфов, а также вулканических пеллов, песков и лапилли, отчетливо падающих на северо-восток под углом до 25—30° (фиг. 15).



Фиг. 13. Арагац, южный склон; формы выветривания в туфах (переходящих в туфобрекчии), прослаивающих андезиты олигоценовой толщи.



Фиг. 14. Арагац, верховье ущелья р. Геховит (Дали-чай); туфобрекчии верхов олигоценовой толщи.



Фиг. 15. Арагац, южный склон северных вершин (внутренность «кратера»); обнажается свита тонкослоистых туфов и туфопесчаников, падающих на СВ под углом до 45° . Фото Ф. А. Геворкяна.

Туфопесчаники грязно-зеленоватых и желтоватых оттенков, слабоуплотненные, отчетливо слоистые (средне- и толсто-), мелко- и среднезернистые. Под микроскопом структура породы кластическая, текстура катакластическая. Минералогический состав следующий: обломочки, кристаллики и зернышки (около 1 мм) пироксена, плагиоклаза, а также основной массы андезитов, разбросанные в цементе из разложенного вулканического стекла и вторичных образований (хлорита, глинистых продуктов, кремнистого вещества).

Туфопесчаники протягиваются по простиранию к западу от главной вершины на расстояние более 1 км до перевала в верховье ущелья р. Гехадзор (Гюзаль-дара). Интересно нахождение в них обломочков туфопесчаников с фораминиферами плохой сохранности (К. Н. Паффенгольц, 1948); вероятно, это выбросы пород подлежащей осадочно-вулканогенной толщи эоцена.

Некоторые исследователи считают наличие этих пород доказательством в пользу существовавшего здесь кратера, а дислоцированность их—первичным наклоном. Однако общеизвестно, что вулканический пепел вряд ли может оседать при выбросе непосредственно у жерла вулкана; здесь накапливается лишь весьма грубый обломочный материал, а также шлаки. Следовательно, материал туфопесчаников был принесен сюда издалека.

В заключение следует указать, что на северном склоне юго-восточной вершины Арагаца и в так называемом кратере (фиг. 16) почти все породы подверглись интенсивному гидротермальному изменению («красно-желтый» хребет П. И. Лебедева, 1928): они главным образом каолинизированы и алунизированы, местами с вкрапленностью (густой) пирита и серы. В кратерах четвертичных вулканов Армении нигде такое явление не наблюдалось. Вероятнее всего этот процесс обусловлен не вскрытой эрозией интрузией (А. Л. Рейнгард, 1939); для неинтрузий же Малого Кавказа верхним возрастным пределом является верхний олигоцен—нижний миоцен.

Изолированный массив г. Араилер (Карны-ярых), расположенный по левобережью р. Касах, связан с Арагацским вулканическим нагорьем общим пьедесталом—толщей базальтов и андезито-базальтов основания арагацкого разреза, слагающих Егвардское плато (фиг. 17).

Лавы и горные породы даек массива г. Араилер в общем представлены (снизу вверх) тремя типами: 1—андезито-базальтами, 2—породами, состав которых колеблется в пределах от андезитов до дацитов и 3—дацитами. Наиболее распространенными являются промежуточные типы—андезито-базальты и андезито-дациты. Минералогический состав всех типов колеблется в незначительных пределах; меняются количественные отношения слагающих минералов и состав основной массы.

Среди цветных минералов, представленных гиперстеном (преобладающим), авгитом и оливином, во всех типах констатированы реакционные соотношения; шире всего они наблюдаются, по Л. Г. Кваша (1953), в дацитах. Среди последних выделяется разновидность, богатая тридимитом.

Заслуживают особого внимания и дальнейшего изучения андезитовые или андезито-дацитовые афировые лавы своеобразного шарикового строения (Т. Ш. Татевосян, 1947). Последнее связано с изменениями, вызванными в раскристаллизовавшейся или кристаллизующейся, первоначально однородной массе лавы особыми причинами, полностью еще не выясненными.

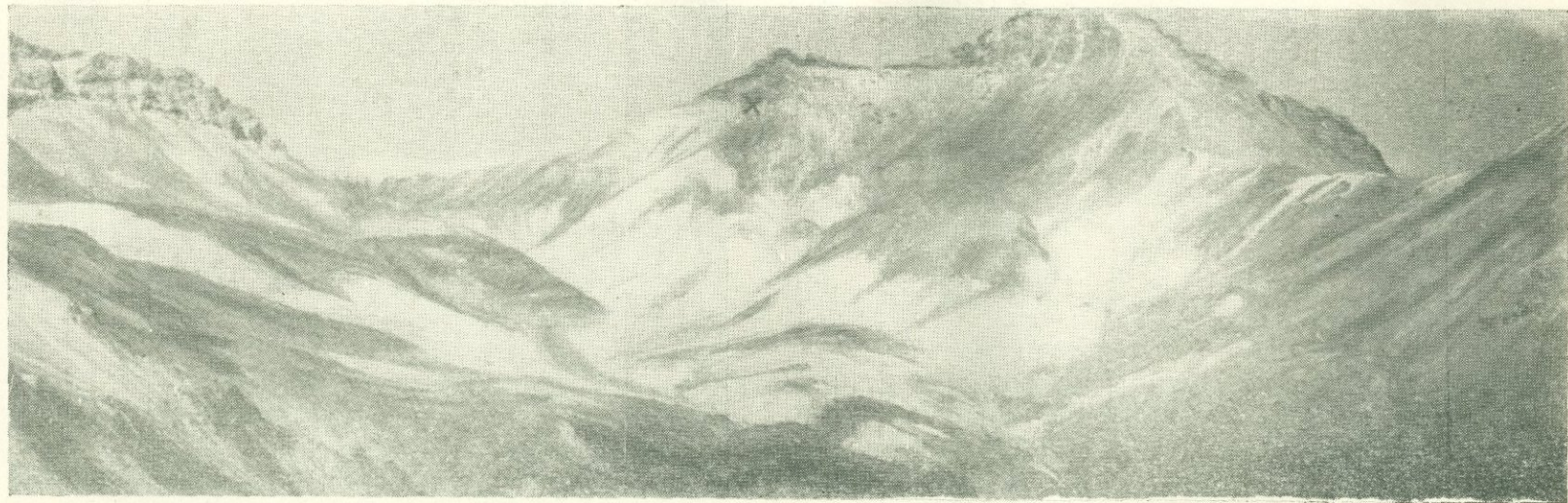
Лавы Араилера проявляют, судя по химическим анализам (см. табл. 1), ту же закономерность в изменении (вариации), что и лавы Арагаца, и представлены рядом близких им типов пород. По стратиграфическому положению они отвечают нижней и средней частям вулканогенной толщи Арагаца.

Выше указывалось, что к востоку от г. Араилер, в среднем течении р. Раздан, андезито-базальты основания арагацского разреза согласно сменяются, без промежуточных разностей, липаритами и обсидианами (рис. 12). В связи с этим в указанном направлении замечена смена кислотности эффузивов средней зоны Араилера. Так, например, к востоку—юго-востоку от г. Нохут-тапа, по южному подножью массива г. Араилер, констатированы липарито-дациты (с типичной перлитовой структурой), подчиненные низам андезито-дацитовой толщи.

В заключение описания пород района следует остановиться на центрах излияния лав и извержения туфов. Из вышеизложенного явствовало, что все вулканические проявления Арагацкого нагорья имели ярко выраженный наземный характер. Массив г. Арагац до сего времени многими считается щитовидным вулканом центрального типа.

Из вышеприведенного описания пород верховья р. Геховит (Даличай), где предполагался «кратер» прежних исследователей, явствовало, что такового там не существует. Лавы и туфы нагорья связаны с вулканическими центрами, рассеянными по всему нагорью и приуроченными, несомненно, к дизъюнктивным дислокациям различного масштаба. Продолжительность деятельности этих центров была, естественно, различной; многие из них перекрывались затем продуктами последующих излияний и извержений и ныне констатируются в виде многочисленных, иногда заметно денудированных ископаемых (отпрепарированных эрозией) шлаковых конусов (фиг. 4). Таковыми являются нижеописанный шлаковый конус Зовасар (Кызыл-Зиарат), затем Кызыл-лягам, Сичанлу, Иринд, Кызылы, Севсар, Зиарат и некоторые другие—безыменные.

Крайне своеобразным по характеру слагающих его вулканических образований является конус Берглю, находящийся на юго-западном склоне массива г. Арагац, в районе сс. Иринд и Катнахбюр (Мегрибан), в области развития кислых дацитовых излияний. В строении этого конуса принимают участие, кроме шлаков, также туфы и дациты, перемежающиеся друг с другом. Конус с северо-западной и северо-восточной сторон окружен правильно сформированным валом, представляющим, вероятно, древний кратер Берглю, внутри которого образовался впоследствии новый конус.



Фиг. 16. Арагац, так называемый кратер прежних исследователей; вид с ЮВ. Светлые полосы—гидротермально измененные породы в ядре антиклинали. Крестиком отмечено обнажение пород, показанное на фиг. 15,



Фиг. 17. Массив г. Араилер (Карныярых), вид с юга. Сложен вулканогенной толщей нижнего-среднего олигоцена.



Фиг. 18. Арагац, восточное подножье. Согласный контакт туфов (карниз) с озерными и водно-ледниковыми образованиями в районе сел. Аппакег.

Эти ископаемые центры третичных извержений и излияний Арагацского района В. М. Амарян (1960) считает четвертичными вулканами, что привело, конечно, к неверной стратиграфии области. Так, например, ископаемый вулкан Зовасар (Кызыл-Зиарат, 2858 м), расположенный ныне непосредственно на правом борту каньона р. Амгур, упомянутый автор считает верхнечетвертичным (Q_3) и показывает к югу от него обширный поток андезито-базальтовых лав длиной до 18 км. При этом, увлеченный своей предвзятой установкой, В. М. Амарян не задается вопросом, почему эти верхнечетвертичные (по его мнению) лавы «текут» по хребтам и не излились в Амгурское ущелье (относительное превышение свыше 400 м). В действительности картина здесь иная: указанный автор искусственно соединил воедино различные части потоков нижележащих лав, к тому же прикрытых древними моренными образованиями.

Четвертичные отложения Арагацкого района имеют обширное распространение, покрывая плащеобразно всю периферию массива (фиг. 4). Выражены они в разнообразных континентальных фациях и в генетическом отношении являются продуктом деятельности различных физико-геологических процессов: ледниковых явлений, бурных селевых потоков, деятельности речных артерий, интенсивных вулканических процессов, заполнения озерных впадин, деятельности минеральных источников и др.

Наибольший интерес в стратиграфическом отношении представляют речные террасы и озерные образования; последние нередко хорошо охарактеризованы фаунистически.

Наиболее древними четвертичными отложениями являются галечники так называемой высокой (IV) террасы, достигающей относительной высоты 180—200—210 м. В описываемом районе терраса эта развита к юго-востоку от Еревана, к юго-западу от Октемберяна и к северо-западу от Лениакана. Галечники эти местами слабо сцементированы глиной; валуны и гальки представлены самыми разнообразными породами, в Октемберянском районе располагаются на долеритовых андезито-базальтах основания вулканогенной толщи Арагацкого нагорья.

По правобережью р. Аракс, по данным Н. Барбот де-Марни (1888), подобные галечники местами сцементированы известковистой глиной и нередко прослаиваются весьма плотным травертином. Эти отложения отвечают, по К. Н. Паффенгольцу (1948), так называемым травертиновым конгломератам, слагающим подобную же террасу в районе Нахичеванского месторождения каменной соли, а также галечникам Советашенской террасы (плато) к востоку от гор. Еревана. Мощность галечников колеблется в пределах 10—15—20 м.

Эта терраса всюду отчетливо дислоцирована, погружаясь (как и более молодые террасы) к югу под озерные отложения Араратской и Лениаканской равнин. Более низкие три террасы (комплексы) морфологически выражены плохо, будучи размыты и замаскированы делювиальными образованиями. Их относительная высота достигает соответственно 100—150 м; 25—30, 70—80 м; 40—45, 20—25, 10—15 и 1—3 м. Возраст высокой террасы определяется во всем Малом Кавказе бесспорно как

верхнеапшеронский (=Гюнцу; К. Н. Паффенгольц, 1959). Интересно отметить, что на восточном склоне массива г. Арагац констатированы следы более древней эрозионной террасы (+400—600 м), несомненно плиоценового возраста (см. ниже).

Обширное Ленинанканское (оно же Ширакское) плато представляет выполненную озерными и озерно-речными отложениями котловину, глубиной до 400 м. Озерные осадки представлены плотными глинами зеленовато- и оливково-серого цвета, местами известковистыми и песчанистыми, диатомитовыми глинами, глинистыми зеленовато-серыми песчаниками разной зернистости и вулканическими песками (прослой). В основании толщи залегают глины коричневого цвета, местами сильно песчанистые, с обломками и валунами подлежащих пород вулканогенно-осадочной толщи палеогена. В забое некоторых скважин встречены также третичные гранодиориты.

По краям озерного бассейна указанные глины фациально смыкаются с потоками андезито-базальтовых лав (Голгата, Амасии), туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями (район Агина), галечниками, пресноводными известняками и др.

В известковистых глинах верхов толщи встречаются массовые скопления *Dreissensia diluvii* Abich, *Limnocythere cf. ramosa* Schw. и *Cypridae*, а также *Hydrobia ulvae* Penn., *H. ventriosa* Mant., *H. sieversi* Bog., *Valvata piscinalis borealis* Milasch., *Pisidium sp.*, *Melanopsis sp.*, *Ostracoda* и др.

Фауна *Dreissensia* в низах толщи обычно хрупкая, тонкостенная, нежная, а в верхних горизонтах—более толстостенная, крупнотворчатая. Некоторые формы *Dreissensia* были приняты С. Т. Абдаляном (1927) за сарматские мактры.

В южной части котловины, в ущелье р. Ахурян, близ сел. Айкадзор (Кошаванк), верхи ленинанканской толщи представлены глинами, песками и подчиненными им травертиноподобными известняками и зеленовато-серыми песчаниками. В них констатированы 194 формы диатомовых водорослей, в том числе 6 новых для территории Закавказья (Я. Б. Лейе и К. Г. Ширинян, 1957). По заключению Я. Б. Лейе, они представляют пресноводные, мелководные прибрежные формы и частью морские—приспособившиеся; относятся к раннечетвертичному времени.

Толща озерных глин перекрывается дельтовыми осадками (около 25—30 м): глинами, песками, нередко гравелистыми, на которых располагается покров черных вулканических туфов ленинанканского типа. В песках гор. Ленинанкана со времени Г. Абиha (1882) известны остатки млекопитающих, которые в последние годы были монографически обработаны Л. А. Авакяном (1959). Им определены *Elephas trogontheri* Pohl., *Rhinoceros mercki* Jaeg., *Equus stenonis* Cocchi, *Camelus knoblochi* Nehr., *Cervus elaphus* Ogilvy.

В. В. Богачев (1937) указывает отсюда также остатки *Megaceros sp.*, *Bison priscus s. latifrons* Harl., *Elephas armeniacus* Falc.

В песках северной части котловины (район сел. Вардашен (Гюльбулар) Н. Н. Акрамовский (1956) встретил *Valvata piscinalis* Müll., *Pyrgula shadini* Akr., *Potamopyrgus sieversi* Bttg., *Radix peregra* Müll. var. *ovata* Drap. subvar. *heldi* Cless., *Pisidium altum* Akr., *Dreissensia diluvii* Abich.

Наибольший интерес представляют известняки, прослаивающие местами толщу андезитов и их туфобрекчий в южной части котловины, т. е. в самом «теле плотины», достигавшем ширины свыше 20 км.

Известняки представляют средне-, реже тонкослоистую плотную, местами пористую породу, слегка окремненную. Цвет белый; местами порода мелоподобная, массивная, раскалывающаяся по плоскостям напластования. Залегание горизонтальное; мощность от 1—2 до 10—15 м. Нередко содержат в большом количестве *Dreissensia diluvii* Abich., *Dr. rostriformis* Desh., *Lymnaea ovata*, *Helix* sp. и др.

Прослой известняков встречаются на разных гипсометрических уровнях; наиболее высокий уровень занимают известняки Бабурлинского плато (разрез г. Шиш-тапа). В них, по Б. Л. Личкову и А. Лаврову, встречены *Lymnaea polustris* Müller.

Известняки эти представляют вне всякого сомнения мелководные отложения. На основании вышеуказанной геологической ситуации можно предполагать, что они химически неорганического происхождения, образовались в результате перемен условий в воде, в которой были растворены соли кальция, при движении воды или при ее испарении. Можно предполагать смыв кремнистого, карбонатного, глиноземистого и железистого материала с суши, при благоприятных условиях дна и температуры. Тонко распределенный кальциевый карбонат, принесенный во взвешенном состоянии, мог частично иметь коллоидальный характер. Подводная (?) вулканическая деятельность могла нагревать и волновать прилегающие воды, извлекая таким образом углекислоту и заставляя осаждаться карбонаты. При условиях насыщения карбонат кальция осаждается вследствие ухода из воды углекислоты.

Вся указанная фауна характеризует миндель-рисскую межледниковую эпоху и поскольку она встречена в верхах толщи, то, следовательно, накопление озерных осадков началось с конца гюнца—с гюнц-миндельского межледниковья, после погружения гюнцской террасы.

Происхождение Ленинанканского озера смешанное—тектонически-запрудное. Кроме факта погружения высокой террасы под озерные отложения, в районе сс. Барцрашен (Бабурли)—Агин—Ани-пемза наблюдается мощная (свыше 200 м) толща вулканогенных образований (туфы, туфопесчаники, туфобрекчий, лавы), с которыми первые переслаиваются (фациально смыкаются) в прибрежной зоне. Это свидетельствует о том, что запруда возникла не в один прием, а росла постепенно, причем частично, и размывалась.

Ввиду того, что мощные глины озерной толщи представлены специфическим тонко-отмученным материалом, можно предположить, что он заимствован издалека—из древних моренных и водно-ледниковых отло-

жений Карского плато и соседних областей. Там, по данным Дж. Палгрэва (1881), древнее оледенение достигало большого масштаба. Материал с окружающей рамы гор был бы более грубым, менее отсортированным, имел бы другое распределение и не мог бы дать такого большого объема.

А р а р а т с к а я (Ереванская) равнина также представляет выполненную озерными образованиями котловину тектонически-запрудного типа. Размеры этой эллипсоидальной котловины примерно 100×60 км, мощность озерных осадков достигает в ее центральной части 300 м. В направлении к западу и востоку они выклиниваются. Продольный (вдоль Аракса) разрез озерной толщи показывает с запада на восток постепенное понижение дна озера до 150 м, затем некоторое повышение (до 100 м) и затем новое понижение (до 300 м) и подъем (до 0 м) в районе г. Хор-вираб. К востоку от последней в Араздайнском районе глубина озера достигала 350 м.

Постелью озерной толщи является прогнутый и сильно размытый покров базальтов и андезито-базальтов основания арагацкой вулканической толщи, располагающихся на нивелированной поверхности (как в Ленинанканской котловине) сильно дислоцированных отложений эоцена и верхнего мела, а местами палеозоя. Интересно отметить, что указанные базальты и андезито-базальты прослаиваются, судя по разрезам буровых скважин, горизонтом вулканических туфов различной мощности, отвечающих таковым Бюраканского ущелья.

А. Т. Асланян (1958) считает, что лавы эти не дислоцированы, а излились в котловину, заполняя ее, причем под лавами намечается погребенная речная сеть юго-западного направления (1958, стр. 135). Однако анализ структурной карты погребенной поверхности андезито-базальтов, построенной А. Е. Амрояном (1959) по данным многочисленных (свыше 700) буровых скважин, показал обратную картину—наличие в них (а не под ними) типично эрозионного, сильно расчлененного рельефа. Констатированы древние русла рр. Мастары, Ахурына (?), Касаха, Раздана. Эти ныне погребенные русла естественно могли выработаться лишь при прежнем более низком базисе эрозии (т. е. этот район ранее входил в область поднятия).

Озерная толща в главной массе сложена песчано-глинистыми отложениями с примесью и прослоями галечного материала, фациально смыкающимися по краям бассейна с более грубыми прибрежными обломочными образованиями (в том числе дельтовыми). По обе стороны р. Раздан (Занга) верхам озерной толщи подчинены также диатомитовые глины (белесоватые), содержащие юрмскую моллюсковую фауну.

Характерной особенностью разреза озерной толщи является наличие трех горизонтов глин («синих»), разделенных мощными слоями аллювиальных отложений. Можно полагать, что разные горизонты глин могут отвечать различным межледниковым эпохам.

Озеро заполнялось в течение длительного времени, котловина его испытывала временами вертикальные колебательные движения. Ука-

зание А. Т. Асланяна (1958, стр. 143), что озерная толща «включает внутриформационные покровы базальтов и туфов», является ошибочным, так как опровергается данными многочисленных буровых скважин. Размытые базальты и туфы располагаются, как указывалось, под озерной толщей, являясь ее постелью.

Под озерные отложения погружаются галечники высокой террасы, а также более молодые. В восточной своей части озерная котловина (прогиб) была некоторое время подпружена лавами Малого Апарата, перекрывающими древнюю (гюнцскую) террасу, А. Т. Асланян (1958, стр. 171) ошибочно относит указанные лавы к верхнечетвертичному времени, считая, видимо, упомянутую террасу вюрмской. Лавы вулкана Кабах-тапа (правобережье р. Аракс) являются более молодыми и излились в уже существовавшее озеро. Встречены эти лавы буровыми скважинами в восточной части Араздайнской степи, т. е. также в районе подпруды. Сверху озерная толща перекрыта плащом аллювиально-пролювиальных образований.

На основании остатков фауны млекопитающих (*Bos trochoceros* Муг., *Elephas trogontherii* Pohl.), найденных в прибрежных фациях озерной толщи, возраст ее является, по А. Т. Асланяну (1958), нижнечетвертичным, т. е. синхроничным ленинаканской толще. Но ввиду того, что под эту толщу погружаются все террасы (включая и вюрмскую), и она не прорезана рекой, накопление ее продолжалось с гюнц-минделя по вюрм включительно. В ленинаканскую же толщу врезана терраса относительной высоты 80—100 м, что указывает на ее рисский возраст.

Третье, значительно меньших размеров озеро тектонически-запрудного типа четвертичного времени было в среднем течении долины р. Казах, в районе сс. Куши—Апнагюх (Апнакег)—Варденут (Ширакала)—Кучак; наибольшая глубина его достигала 150 м; площадь—около 150 км². Выполнено оно было озерно-речными и водноледниковыми образованиями, отчетливо переслаивающимися с туфами ереванско-ленинаканского типа (Варденутского потока; фиг. 18). Представлены глинами, пемзовыми песками, песчаниками разной уплотненности с включениями прослоев гравия и др. В песках и песчаниках нередко наблюдается косая слоистость. Перекрываются лавами Аштаракского потока, чем определяется их относительный возраст.

Л. Н. Леонтьев (1945) расчленил эту толщу на три части. Нижняя—сложена полимиктовыми песчаниками с глинистым цементом, слабо уплотненными пемзовыми и туфовыми песками и рыхлыми пепловыми туфами.

В основании толщи залегают плохо отсортированные песчаники с преобладанием зерен полевых шпатов и обломков эффузивов, иногда свежих, иногда заметно измененных, но сравнительно мало окатанных, с размерами зерен 5—10 мм. Порода массивно- или толстостоистая, с неотчетливым напластованием. По составу песчаники—глинисто-алевритовые, алеврито-глинистые, грубо-, мелко-, среднезернистые. Кверху переходят в плохо отсортированные алевритовые и глинистые супеси.

В средней части разреза состав толщи весьма изменчив, наблюдается неправильное чередование слабоуплотненных желтых супесей, черных хрящеватых песков, светлых пемзовых песков и редких пропластков того же типа, что и в низах толщи. В верхней части разреза преобладают типичные пепловые пески, переходящие иногда в очень рыхлые туфы, местами обособляющиеся в самостоятельные горизонты.

Минералогический состав песчаников однообразен: продукты гранулярной дезинтеграции лав (среднего и основного состава) при полном отсутствии признаков карбонатности.

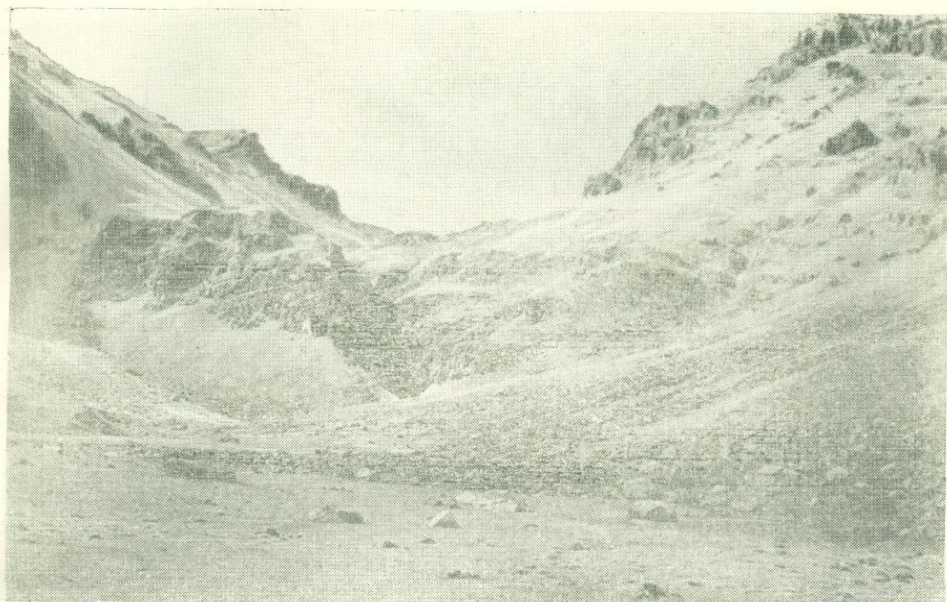
Кроме вышеописанных четвертичных озерных отложений на различных участках периферии Арагаца, а также Канакерском плато констатированы более молодые (средне-, верхнечетвертичные) озерные и озерно-речные накопления, но весьма ограниченных размеров. Отлагались они в небольших озерах, несомненно, запрудного типа. Представлены песками, глинами, диатомитами и др. (ср. Парби, Арзни, Элар, Егвард, Акунк (Кырх-булах) и др.), описанными К. Н. Паффенгольцем (1948) и А. Т. Асланяном (1958).

Последний автор (1949, 1958) считает упомянутые озерные отложения разновозрастными с таковыми Араратской котловины, полагая, что раньше они были на одном уровне, а затем разъединены по кольцевому (?) флексурному нарушению, проходящему по линии Эчмиадзин—Паракар—Ереван—Тазагюх. Но сравнительный анализ фаций этих отложений, а также геологические разрезы показывают невероятность такой концепции (подробнее об этом сказано ниже, при разборе структуры области).

Ледниковые отложения области приурочены исключительно к массиву г. Арагац, распространяясь до его подножья (в узком понимании). Представлены моренными и водно-ледниковыми накоплениями. Экзарационные формы выражены многочисленными цирками, карами, каровыми озерами, троговыми долинами, ригелями и др.

Наиболее высоко расположенные части привершинного плато имеют характер денудационной поверхности, на которой местами сохранились сильно видоизмененные последующими эрозионными процессами экзарационные формы древних ледников (фиг. 2 и 3).

На Арагаце фиксируются следы не менее двух древних оледенений (А. Л. Рейнгард, 1939), причем в период наиболее древнего из них на всем массиве г. Арагац (до высоты около 2000 м) образовался почти сплошной ледниковый покров (700 км²). Последующие оледенения были уже меньшего масштаба (до 187 км², по Б. Л. Личкову, 1931) и последовательно сменялись от долинного к каровому типу. При этом в развитии древнего оледенения массива г. Арагац важнейшую роль играла экспозиция склонов как в период максимального, так и во время последнего карово-долинного оледенения. В связи с этим на северных склонах как экзарационные формы, так и аккумулятивные накопления занимают значительно большие пространства по сравнению с южными склонами. Конечные морены на северном склоне расположены также значительно ниже, чем на южных (на 300—400 м).



Фиг. 19. Арагац, верховье р. Геховит; обнажаются андезиты в отчетливом антиклинальном залегании (район «кратера»). Морфологически представляют ригель.



Фиг. 20. Арагац, верховье р. Геховит; водопад, пропиливающий ригель (фиг. 19).



Фиг. 21. Массив г. Арагац, вид с севера, с высоты около 3000 м. На переднем плане древние морены. Гребень (высшая точка 4095 м) представляет близширотную синклиналь, сложенную олигоценовой вулканической толщей среднего-верхнего олигоцена, хорошо стратифицированной. Слева по обрыву (до 1 км) отчетливо видно южное падение пластов. Этот гребень многие исследователи и по сие время считают северной частью четвертичного кратера, из которого лава изливалась к северу (12).

Древний ледник максимального оледенения по долине р. Мантаг достигал 15 км длины и спускался до 2300 м абсолютной высоты. Большие фирновые бассейны существовали также в верховьях рр. Гехадзор, Члкан, Гехарот, Дузкенд и др., хорошо исследованных в последние годы С. П. Бальяном (1962).

В верховьях ледниковых долин можно наблюдать несколько (до четырех) крупных каров, имеющих широкое дно, где река меандрирует по заболоченной пойме, а затем водопадами низвергается по ригелям в расположенный ниже кар (фиг. 19 и 20). Вдоль по долине констатируются продольные уступы—плечи, отчетливо прослеживающиеся вверх по течению реки до соответствующего им ригеля. В нижних частях склонов трога сохранились уступы береговых и конечных морен; по данным бурения, мощность конечных морен местами превышает 90—100 м (С. П. Бальян, 1962).

Весьма показательны следы древнего оледенения в долине р. Дузкенд. В верховье этой реки, на северном склоне главной вершины (синклинальной) Арагаца расположен глубокий висячий кар (высотой около 1 км); он открывается в троговую долину, где от отметок 3150 до 2250 м тянется полоса морен длиной в 7 км (фиг. 21).

Следы оледенения на южных склонах Арагаца заметно меньше по сравнению с северными; здесь они лучше всего выражены в верховьях долин рр. Амберд и Архашан, представляющих собой глубокие и широкие трог.

Древние морены, слагающие водораздельные пространства, заметно уплотнены и слабо дифференцированы; в долинных моренах наблюдается частая смена фаций различного гранулометрического состава, от грубосломочного до песчанисто-глинистого. Хорошо выражены конечно-моренные отложения (всхолмленные валы мощностью 80—100 м и более); за ними ниже следуют водно-ледниковые валунно-галечные отложения, которые слагают обширные полого-выпуклые веерообразные шлейфы Ахулинской и Абаранской равнин на северо-восточном склоне массива, а также ниже по правобережью р. Касак, где они фациально смыкаются с валунно-галечниковыми образованиями террас. В районе привершинного пояса Арагаца развиты наиболее древние ледниковые отложения, представленные супесчано-суглинистыми и частью валунно-галечными накоплениями основной морены (А. Л. Рейнгард, 1939; С. П. Бальян, 1949). Таким образом, первое оледенение Арагаца имело покровный характер, затем постепенно оформлялись долинны ледники, выходившие вначале на плато и образывавшие покровы типа ледников подножий.

Мы считаем, что на Арагаце имели место все четыре древних оледенения. А. Т. Асланян (1958, стр. 156) признает лишь молодое (вюрмское) оледенение, отрицая его покровный характер, так как на склонах Арагаца им обнаружена палеолитическая культура. Этот аргумент, естественно, отпадает, если признать указанную основную морену древней (гюнцской?). Кроме того, эти находки приурочены к пунктам вне области оледенения.

Большое площадное развитие имеют в районе Арагаца также четвертичные отложения, выраженные в вулканогенных фациях; представлены они разнообразными лавами, туфобрекчиями, туфами и туфоконгломератами.

Наибольший интерес представляет вулканогенная толща, развитая в излучине р. Ахурян, на пространстве от «Ани-пемза» до района сс. Агин—Барцрашен (Бабурли)—Лусахбюр (Суван-верды), представлявшая в свое время плотину для озера, в котором отложилась ленинканская толща глин.

В основании этой толщи залегает свита (до 30 м) туфов и туфопесчаников, сильно уплотненных, отчетливо слоистых (местами косо-слоистых), различных оттенков серого цвета. Порода средне-, местами тонко- и толстослоистая, обычно неравномерно зернистая, состоит из разной величины (до 0,5 см и крупнее) обломочков лав и пемзы, сцементированных пеплом, местами наблюдаются прослои слабоуплотненных шлаков. По химическому составу относятся к трахидацитам. Эта свита включает на юге известное Анийское месторождение пемзы.

Пемзовые туфы или туфы анийского типа отличаются выдержанной желтоватой окраской и наличием большого количества обломков лав и включений пемзового стекла.

Структура туфов типично кластическая; основная масса состоит из мелких обломков стекла (до 84%) с характерными для пеплов вогнуто-выпуклыми формами. В ней разбросаны включения пемзового стекла, обломков лав и интрателлурические выделения мелких кристаллов плагиоклаза и пироксена. В отличие от других туфов пемзовые туфы месторождения Ани-пемза содержат, по К. Г. Шириняну (1961), базальтическую роговую обманку, количество которой иногда достигает 1%.

Вышеуказанная толща туфопесчаников, располагаясь на долеритовых андезито-базальтах олигоцена, явилась в свое время (нижнечетвертичное) начальной запрудой указанного озера, на что указывают прослои в ней глин в северной ее части, в районе сс. Джрапи-Кигач. Затем эта свита была частично размита и вслед за этим перекрыта свитой (до 30 м) базальтов (долеритовых) и андезито-базальтов, сменившихся кверху мощной (до 200 м) толщей андезитов, их туфобрекчий и туфоконгломератов. Среди этой толщи встречаются на разных уровнях прослои вышеописанных горизонтально залегающих пресноводных известняков, указывающие на некоторые перерывы вулканической деятельности. Наибольший интерес представляют туфобрекчии и туфоконгломераты (конгломерато-брекчии по П. И. Лебедеву), являющиеся прибрежной фацией вышеописанной озерной толщи. П. И. Лебедев (1931, стр. 65), не имевший в то время данных разведочных скважин, относил эту обломочную толщу предположительно к третичному времени, и известняки района сс. Лусахбюр (Суван-верды)—Барцрашен (Бабурли)—к мелу. А. Т. Асланян (1958, стр. 131) и в согласии с ним В. М. Амарян (1961), относят эти туфобрекчии к верхнему миоцену, что явно неверно, так как они являются фацией ленинканской озерной толщи. Подробнее об этом сказано ниже.

Порода обладает крупно-грубокластической структурой: различного рода крупные обломки андезитов, местами окатанных, сцементированы туфогенным материалом; последний состоит из вулканического стекла различного цвета (от фиолетового до буро-желтого), содержащего нередко мелкие обломочки пемзы.

В туфах и туфобрекчиях местами наблюдается косая слоистость, которую В. М. Амарян ошибочно принимает за результат интенсивной пликативной дислокации.

Среди указанных туфоконгломератов (конгломерато-брекчий) П. И. Лебедев (1931) отмечает лакколитообразные тела, являющиеся по своим фациям переходными к интрузивным образованиям; представлены они интрузивными «андезито-дацитами» (роговообманковыми и биотитово-роговообманковыми), дацитами (грано-дацитами) и «грано-, липарито-дацитами», являющимися, видимо, корнями соответствующих эффузий указанного «конгломерато-брекчиевого» комплекса. К. Г. Ширинян и Я. Б. Лейе (1957) обнаружили в туфобрекчиях к западу от сел. Баграван (Бугдашен) обломки долеритовых лав, перекрывающих анийские туфы, что доказывает более молодой возраст туфобрекчий.

Ряд образцов из разреза прибрежной фации агин-бабурлинской вулканогенно-осадочной толщи в районе сел. Лусахбюр был дан нами осенью 1962 г. на споро-пыльцевой анализ, который показал следующее.

В глинах, непосредственно перекрывающих дрейссеновые слои (в нижней части селения), Я. Б. Лейе обнаружила много диатомей; стратиграфически выше, по направлению к юго-востоку, в глинах и мергелях, прослаивающих туфобрекчии, встречены *Achillea sp.*, *Artemisa sp.*, *Cirsium sp.*, *Salix sp.*, *Chenopodiaceae* и в верхах свиты вновь много диатомей: *Melosira scabra* Oestr., *M. arenaria* Moore, *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr., *Rhoicosphenia curvata* (Ktz.) Grun. Этот комплекс флоры указывает, по упомянутому автору, на нижнечетвертичный возраст включающих отложений.

В. М. Амарян полагает, что в сел. Лусахбюр у выхода ущелья на равнину озерные глины с дрейссениями перекрывают (прислонены) агин-бабурлинскую вулканогенную толщу; но в таком случае здесь наблюдались бы грубообломочные фации конуса выноса, а не тонко-отмученные глины. Затем, по оврагам к югу—юго-западу от сел. Лусахбюр (и у сел. Агин) отчетливо видно согласное перекрывание ленинканских глин туфами (слабо уплотненными), а также туфобрекчиями агин-бабурлинской толщи. Указанный вывод Я. Б. Лейе находится в полном соответствии с вышеприведенными (стр. 28) данными о раннечетвертичном возрасте подлежащих вулканогенной толще озерных глин района сел. Айкадзор. Таким образом, четвертичный возраст ленинканской озерной толщи и фациально с ней связанной агин-бабурлинской вулканогенной, обосновывается с достаточной определенностью.

В. М. Амарян (1963) относит эту толщу к мэотис-понту, считая ее наиболее древним комплексом Арагацского района, венчающимся в Талинском районе липаритово-обсидиановыми лавами г. Артени (Большой Богутлу).

Наибольший интерес среди четвертичных образований Арагацского района (и всей Армении) представляют лавы и туфы, слагающие обширные потоки и покровы, нивелируя на больших площадях древний рельеф.

Все четвертичные потоки имеют морфологически хорошо выраженные моногенные центры излияний в виде лавово-шлаковых конусов, обычно с кратерными углублениями. Расположение их нередко рядовое и кучевое, что обусловлено приуроченностью их к дизъюнктивным нарушениям разного характера (вулканизм условно трещинного типа). В характере излияний отмечаются черты деятельности разных типов вулканов—от гавайских (спокойное излияние жидкой основной лавы) до катмайских (выбросы песчано-пепловых масс довольно кислого состава, давших туфы).

Особенностью четвертичных лав является то обстоятельство, что они весьма редко сопровождаются пирокластическим материалом; в них встречены лишь шлаки, залегающие обычно в основании и в верхах потоков.

Лавовые потоки и покровы с поверхности обычно превращены в результате процессов морозного выветривания в хаотические нагромождения глыб (каменные моря, «чингили»). А. Т. Асланян (1958, стр. 158) полагает, что чингили могли образоваться в результате взрыва под воздействием водяных паров и просадки при излиянии лав на мощные скопления снега и льда. Но против такой концепции говорят плотные покровы туфов тех же районов: при выпадении песчано-пепловых масс на снежные поля последовали бы подобные же взрывы и туфы не могли бы вновь «свариться». Лавы относятся к андезито-базальтовому семейству в широком определении понятия.

Характерной особенностью четвертичных лав Армении и Арагацского нагорья в частности является столбчатая отдельность, приуроченная обычно к низам потоков; А. Т. Асланян и К. Г. Ширинян (1956) полагают, что эта отдельность обусловлена медленным остыванием лавы в основании толщи большой мощности. Но имеется и другая концепция, объясняющая это явление наоборот—более быстрым остыванием лавы в контакте с подлежащими охлажденными породами. Далее столбчатая отдельность наблюдается в долине р. Памбак в туфах (мощностью всего несколько метров), прослаивающих террасовые отложения.

Лавовые потоки обычно приурочены в долинах рек к поверхности речных террас, нигде не перекрываясь речными отложениями; таким образом их излияние совпадает с началом эрозионных циклов, что позволяет определять их относительный возраст (К. Н. Паффенгольц, 1931).

По периферии Ленинанканской котловины с вышеописанными озерными отложениями фациально связаны как лавы, так и их обломочные образования, почему они, естественно, являются синхронными. К ним относятся лавы вулкана Голгат, Амасийского потока и района сс. Агин—Ани-пемза.

Вулкан Голгат (фиг. 22) впервые монографически описан А. Н. За-

варицким (1953). Лавы Голгата, по указанному автору, отличаются по отношению к другим четвертичным лавам Армении повышенным содержанием полевошпатовой извести. Главной цветной составной частью их является клинопироксен; плагиоклаз высокотемпературный отвечает примерно № 50—55.

Наиболее основной вид—лава Малого Голгата—базальтового типа, может быть сравниваема с альборанитами; наиболее лейкократовая—с бандантами. Некоторые разности по химическому составу приближаются к кварцевым базальтам. За исключением основной лавы все остальные могут быть объединены в широкую группу андезито-базальтов. Для них характерно некоторое пресыщение кремнеземом, выражающееся в величине $Q = +0.4$ до $+7.9$. В реальном минералогическом составе кварц в том или ином виде обычно отсутствует; исходя из химических анализов, можно говорить, по А. Н. Заварицкому, об очевидном долиоморфизме в составе голгатских лав. К. Н. Паффенгольц относит эти лавы в возрастном отношении к типу С.

Данные буровых скважин показывают вклинивание западных потоков лав Голгата в озерную толщу Ленинаканской котловины и налегание верхних потоков на эту толщу, что хорошо согласуется с подобными же соотношениями, установленными для лав и озерных отложений в Агинском районе. Здесь, по ущелью р. Ахурян, в районе от сел. Агин до Ани наблюдается отчетливое переслаивание лав и озерных отложений. На этом плато расположено около десятка центров извержений и излияний в виде размытых шлаковых конусов. Разрез здесь следующий (снизу вверх). Каньон р. Ахурян сложен в районе сс. Харьков (Еникей)—Ани-пемза олигоценowymi андезито-базальтами и базальтами основания арагцской толщи, прослеживающимися сюда в непрерывных обнажениях от р. Аракс. Выше располагаются нижнечетвертичные серые туфы и туфопесчаники (пемзовые), отчетливо перекрывающиеся долеритовыми базальтами и андезито-базальтами, слагающими плато «Ани-пемза». А. Т. Асланян (1958, стр. 160) принимает эти лавы за вышеупомянутые—нижние, считая, что они прослеживаются вниз по ущелью р. Ахурян, что явно неверно и привело к ошибочному выводу о возрасте первых («нижних»).

Лавы («верхние») Анийского плато погружаются полого к северу (вверх по реке), перекрываясь у сел. В. Джрапи толщей прибрежных озерных отложений (микроконгломераты, пески, глины, галечники, общей мощностью до 38 м). Над ними выше по реке буровыми скважинами констатированы вновь андезито-базальты (15—26 м), в свою очередь сменяющиеся озерными отложениями, протягивающимися к Ленинану.

Видимо, последнему потоку андезито-базальтов в северной части котловины отвечают по времени андезито-базальтовые лавы южного конца Амасийского потока (тип В, по К. Н. Паффенгольцу), спускающиеся по р. Ахурян и вклинивающиеся в озерную толщу к северо-западу от гор. Ленинанкана в районе сел. Мармрашен (Канлиджа; фиг. 4). Этот поток встречен далее к югу, в буровой сел. Айкаван (Баджоглы), на

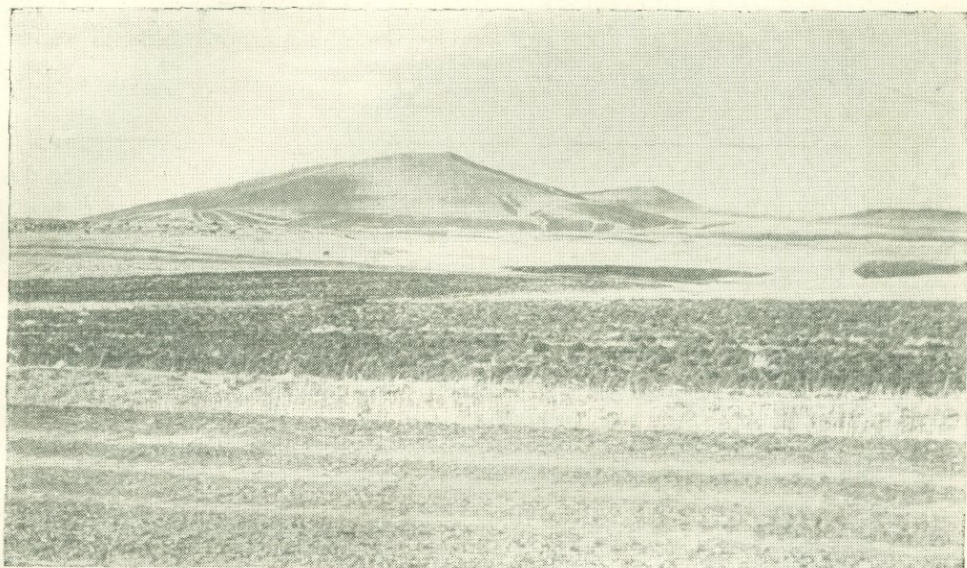
глубине 133 м. А. Т. Асланян (1958, стр. 35) считает, что поток этот излился из кратера Арпа-лица (Арпа-гёля) в верховье р. Ахурян; против такого невероятного вывода говорит с очевидностью уже сама морфология района. По нашим наблюдениям (1943), центр этот, хорошо выраженный, находится на лавовом плато к ВЮВ от сел. Амасия.

Далее по своему стратиграфическому положению, одновозрастными с лавами Голгата являются андезито-дациты правобережья р. Касах в районе сс. Варденут (Ширакала)—Нигатун (Калача). Эти лавы несомненно трещинного излияния, располагаются на горизонтально залегающей (фиг. 23) перемежающейся свите шлаков, пеплов и озерных отложений; далее к востоку—юго-востоку они фациально отчетливо переходят в черные туфы, то рыхлые, то слабо или сильно уплотненные; книзу часто переходят в туфовые пески. Структура псевдопорфировая, текстура от плотной до пенистой. Местами к породе примешан посторонний материал, при увеличении количества которого туфы переходят в агломератовые разности.

Лавы черного цвета со светлыми довольно крупными вкрапленниками плагиоклазов (андезинов). Под микроскопом структура порфировая, основная масса гиалопилитовая, темноцветный компонент представлен ромбическим и моноклинным пироксеном. Вниз по правобережью р. Касах указанные лавы прослеживаются до сел. Арташаван (Иланчалан). К югу от сел. Аппагюх цвет туфов меняется, они постепенно переходят в красно-желтоватые разности (егвардский тип). В. М. Амарян (1960) относит указанные лавы (андезиты и андезито-дациты) к первому излиянию Арагаца, что не отвечает действительности (см. ниже).

Следующий по возрасту крупный лавовый поток среднечетвертичного возраста (тип D, по К. Н. Паффенгольцу) располагается по восточному подножью Арагацского нагорья, достигая по правобережью р. Касах сел. Аштарак, на нем расположенного. Он берет начало у размытого безымённого шлакового конуса (вершина 2432 м) в 7 км к западу от сел. Арай (Базарджук), почему известен под названием базарджукского и Аштаракского потока. Разделяется на две ветви, идущие в южном и северо-восточном направлениях; длина главной ветви (Аштаракской) около 20 км, при ширине свыше 4 км. Северо-восточная ветвь огибает с севера массив лав района сс. Варденут-Нигатун и затем доходит в юго-восточном направлении до сел. Аппагюх (Аппакер), расположенного на останце этих лав. До сел. Варденут поток сплошной (длина 6 км, ширина до 1 км), далее (протяжение около 5 км) он сильно размыт, располагаясь на озерно-речных отложениях и туфах варденутских лав, чем определяется их относительный возраст.

Лавы Аштаракского потока относятся к обычному типу андезито-базальтов. Макроскопически то плотные, то пористые породы темно-серого и серого цвета; структура порфировая, основная масса пилотакситовая, сложена микролитами плагиоклаза, мелкими изометричными зернышками пироксена и частично оливина, сцементированных вулканическим стеклом. Минералогический состав вкрапленников: андезин-



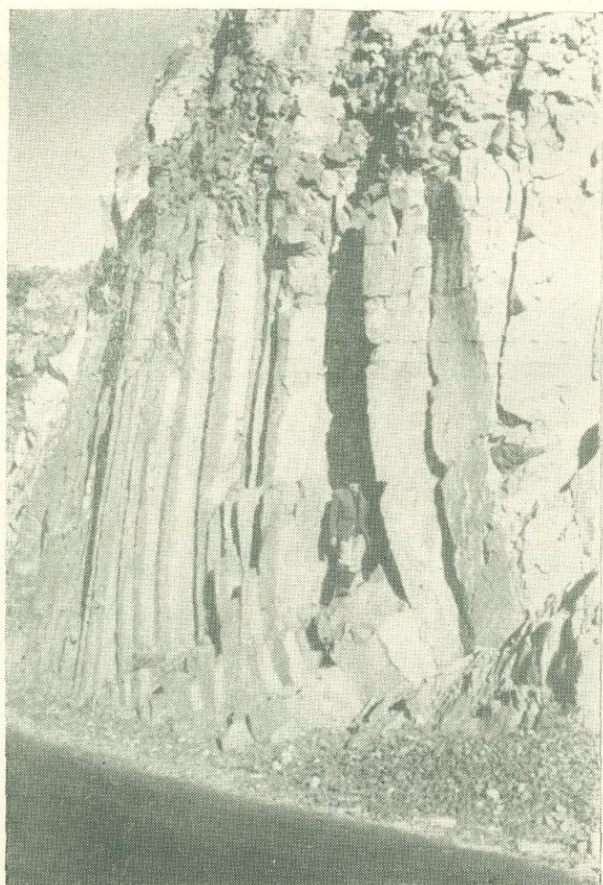
Фиг. 22. Вулкан Голгат, вид с юга. Дал потоки андезито-базальтов типа С.



Фиг. 23. Арагац, восточное подножье; согласный контакт четвертичных лав (тип С) с подстилающими озерными и водноледниковыми отложениями (светлые) в районе сел. Базарджук (Ширакала).



Фиг. 24. Левобережье р. Раздан, четвертичный вулкан Гутан-сар (Кетан-даг); вид с юга. Сидит на липарито-обсидиановой толще олигоцена, слагающей антиклиналь северо-восточного (антикавказского) направления.



Фиг. 25. Отдельность в четвертичных лавах (тип Е) Гутан-сара в районе курорта Арзни.

лабрадор (№ 50), авгит, опациitized оливин и магнетит (мелкая вкрапленность).

Аштаракские андезито-базальты перекрывают по правому борту каньона р. Касах туфы варденутских андезито-дацитов и дацитов. В районе сел. Карби (Карпи) они констатированы на небольшой площади и по левому борту каньона (фиг. 6 и 7), где также располагаются на четвертичных туфах, чем определяется их относительный возраст (подробнее об этом сказано ниже).

Видимо, разновозрастными с Аштаракскими лавами являются темно-серые андезито-базальты района г. Нохут-тепе (к северо-западу от сел. Егвард), впервые выделенные Г. Т. Тер-Месропяном совместно с В. М. Амаряном (1960). Они слагают незначительную площадь, почему на карте (фиг. 4) не выделены. Подстилаются они андезито-дацитами и дацитами среднего олигоцена.

Одновозрастными с аштаракскими лавами являются по своему стратиграфическому положению и более кислые лавы вулкана Караберд (Кызыл-даг, 1920 м) к юго-востоку от сел. Дзорашен (Крых, Кырых) на северо-западном подножье Арагаца. Здесь развита весьма характерная свита андезито-дацитов и дацитов с хорошо сохранившимся вышеупомянутым шлаковым конусом. Последний имеет крутые склоны, почти сплошь задернованные; форма его несимметричная. В отношении петрографического строения можно отметить (по П. И. Лебедеву), что по склонам Кызыл-дага до $\frac{2}{3}$ высоты преобладают черные смоляного габитуса обломки коренных пород дацитового состава, а на верхней трети залегают полосатые черно-красные стекловатые разности лав, часто обожженные с поверхности, местами же напоминающие шлаковые выбросы.

К западу от этого шлакового конуса протягивается довольно мощный гребень, представляющий денудированный поток черно-смоляных дацитов. Денудированный массив этих лав обтекается потоком лав вулкана Малый Артени, чем определяется их относительный возраст.

Вулкан М. Артени (Богутлу, 2229 м) находится на западном склоне массива г. Арагац, его лавы (дациты и андезито-дациты) распространяются к северо-западу тремя основными потоками, отчетливо выделяясь своим высоким гипсометрическим положением. Морфологически слагают обширное моногенное наклонное плато района сс. Караберд (Ташкала)—Ланджик (Муслуглы), обладающее своеобразным шишковато-бугристым рельефом. Эти лавы обтекают вулкан Караберд с его черно-смоляными дацитами. Длина потока около 17 км, средняя ширина 4 км; мощность толщи лав достигает местами 150 м.

Это плато морфологически резко отличается от западного склона массива г. Арагац и является «причлененным» к нему. На поверхности его развиты аллювиально-делювиальные и частью эллювиальные образования. Вершина М. Артени расположена у восточного края («угла») указанного наклонного плато и представляет собой, по П. И. Лебедеву, пример неоднократно возобновлявшейся вулканической деятельности,

результатом которой, помимо эффузии дацитовой магмы, явились также разнообразные рыхлые образования (вулканические пеплы, пески и пемзы).

Дациты характеризуются стекловатым базисом с хорошо выраженными микролитами и являются нередко карбонатизированными. Часты крупные вкрапленники плагиоклазов, пироксенов, биотита и магнетита. Характерным является присутствие кристобалита, который образует то хорошо сформированные сферы среди основной массы, то заполняют миаролитовые пустоты по их периферии и обладают тогда радиально-лучистым строением. Местами встречаются полосатые, красно-черные дацитового типа лавы, обладающие значительным разнообразием в текстуре.

По возрасту вышеописанные дациты должны быть отнесены к поствюрмскому времени (типу Е, по К. Н. Паффенгольцу) и могут быть параллелизованы с подобными же лавами (андезито-дацитами и дацитами) района сел. Абаран (Баш-абаран), располагающимися там на вюрмской террасе.

Лавы Абаранского района охватывают полукольцом нижнюю часть северо-восточного подножья массива г. Арагац. Протягиваются они на расстоянии около 12 км, от окрестностей сел. Цахкаовит (Гаджи-Халил) на северо-западе до района сс. Кучак (Али-Кучак)—Арагац (Казнафар) на юге. Представлены они андезито-дацитами и дацитами и являются, в отличие от всех других четвертичных лав Армении, типичным трещинным излиянием; произошло оно вдоль омоложенного древнего (после-олигоценового) разлома (см. фиг. 4).

Верхнечетвертичный возраст лав определяется залеганием их на нижней террасе (вюрмской), причем местами р. Касах не успела еще пропилить этот поток, подпрудивший в свое время долину указанной реки. Обширная котловина (Абаранская) выше запруды была выполнена мощной толщей аллювиально-пролювиальных, делювиальных и водно-ледниковых образований.

Макроскопически лавы представляют очень характерную породу черно-серого и черного цвета, неплотную, но и не пористую, с большим количеством светлых вкрапленников плагиоклазов; излом неправильный, местами плоско-раковистый.

Под микроскопом структура крупнопорфировая, с гиалопилитовой основной массой. Минералогический состав следующий: плагиоклаз (несколько поколений) до $1,5 \times 10$ мм; андезин-олигоклаз, пироксен (ромбический и моноклинный) и магнетит. Для лав района сел. Абаран характерно полное отсутствие во всей породе кристобалитовых выделений, что свойственно поверхностным потокам. В других участках (район г. Шиш-тапа) П. И. Лебедев отмечает две разности лав: нижние плотные и верхние—лучше закристаллизованные с андезитовой основной массой и многочисленными кристобалитовыми образованиями.

Химический состав указанных разновидностей лав Абаранского потока приведен в табл. 6. В районе гор. Еревана и сел. Аргаванд

(Джафарабад) по правому берегу ущелья р. Раздан заканчивается по-
тск четвертичных лав вулкана Гутан-сар (Кетан-даг), залегающий на
нижней террасе (фиг. 24 и 25). Эти лавы вложены в другие лавы, пере-
крывающие террасу +22—25 м; указанные потоки относятся соответст-
венно к вюрму и рисс-вюрму.

Вулканические туфы четвертичного возраста имеют в
описываемой области, по сравнению с третичными, значительно мень-
шее развитие. Интересно подчеркнуть, что нигде больше на территории
Армении туфы не констатированы. Извержение туфов приурочено к
вулканам центрального типа, характер извержений был, вне сомнения,
воздушный. Местами здесь также наблюдаются и так называемые туфо-
лавы, представляющие особую разновидность кластических туфов, с
которыми они связаны целым рядом переходных разностей.

На эти своеобразные пирокластические образования впервые обра-
тил внимание Г. Абих (1873, 1899, 1902), отнесший все их к четвертич-
ному времени. Детальное петрографическое описание всех разновидно-
стей лав и туфов Арагаца впервые выполнено П. И. Лебедевым (1931,
1932), производившим геолого-петрографические исследования в этом
районе. Возрастное разделение туфов указанным автором сделано не
было.

В дальнейшем, в связи с расширением детальных геологических
съемок, было отмечено, что туфы являются разновозрастными: часть их
подчинена террасовым отложениям (К. Н. Паффенгольц, 1931), т. е.
являются четвертичными, другие же прослаиваются на разных горизонтах
эффузивную толщу массива г. Арагац, являясь таким образом уже, не-
сомненно, более древними образованиями.

С 1944 и по 1950 г. на территории Армении проводил специальные
вулканологические исследования акад. А. Н. Заварицкий, обосновавший
игнимбритовую теорию происхождения туфов и туфолав Арагаца. А. И.
Месропян (1951) впервые отметил значение спекания для образования
плотных туфов.

Детальное расчленение туфо-туфоловых толщ с изучением всех
их разновидностей произведено в последние годы А. А. Адамян (1950,
1951) и К. Г. Шириняном. Последний опубликовал ряд интересных статей
(1956, 1957, 1958), а также ценную сводку (1961) по вулканическим
туфам и туфолavam Армении.

Вопросом возраста арагацкой вулканогенной толщи указанный
автор не занимался, приняв концепцию А. А. Габриеляна и А. Т. Асла-
няна, относящих ее к верхнему плиоцену (акчагылу и апшерону).

Туфовые образования опоясывают Арагацское нагорье, залегают
плащеобразно и, нивелируя неровности рельефа, слагают отдельные раз-
розненные участки; наименьшее количество их констатировано на северо-
восточной периферии массива, а наибольшее развитие они имеют на юго-
восточной ее части, а также на Егвардском плато.

Вулканические туфы весьма разнообразны, но, принимая во внима-
ние наиболее типичные разности, условия их формирования, текстуры и

структуры, К. Г. Ширинян (1961) выделяет две группы: 1—пирокластические туфы и 2—туфолавы. Среди первых он отмечает туфы еревано-ленинаканского типа (включая егвардские), пламенные туфы (или шамиран-бюраканского типа) и туфы анийского типа (пемзовые). Отмечается, что основное различие туфолав от пирокластических туфов заключается в том, что основная масса первых лишена кластической структуры. Но туфолавы, в отличие от типичных лав, содержат включения пористого пемзо-шлакового стекла, вследствие чего структурный их рисунок и напоминает обломочную породу. Этим они сходны, по К. Г. Шириняну, с пламенными туфами, но различие в том, что в последних стекловатые включения не пористые и светлоокрашенные, как в первых, а темно-черные и плотные.

Туфолавы арктического типа, а также пламенные туфы (шамиран-бюраканские) подчинены, как указывалось выше, эффузивной толще массива г. Арагац, а анийские пемзы—нижнечетвертичной озерной толще Ленинаканского района. Туфы еревано-ленинаканского типа перекрывают в Ленинакане верхнюю часть озерной толщи, подстилаясь аллювиально-пролювиальными образованиями с фауной млекопитающих миндель-рисса (стр. 28). Морфологически туфы залегают здесь на хорошо выраженной эрозионной террасе относительной высоты около 80—100 м, отвечающей рисской эпохе. Таким образом, эти туфы можно считать раннерисскими, т. е. связывать с извержением, обусловленным рисским эпейрогеническим поднятием. К этому же возрасту, вероятнее всего, относятся и лавы вулкана Голгат (т. е. к типу С, по К. Н. Паффенгольцу).

В Приереванском районе, в бассейне р. Шорагбюр туфы еревано-ленинаканского типа лежат на различных террасах, что свидетельствует о разновозрастности отдельных покровов, формировавшихся в разные эпохи всего четвертичного времени. Этот же вывод касается туфовых образований бассейна р. Памбак, где они подчинены разновозрастным террасовым отложениям.

Туфы еревано-ленинаканского типа являются типичными представителями пирокластических образований. Наибольшее развитие они имеют в Приереванском (Егвардское плато) и Ленинаканском районах, откуда эта разновидность и получила свое название.

По окраске преобладает черная разновидность, затем встречаются буровато-коричневые, красные и желтые, являющиеся, по К. Г. Шириняну (1961), окисленными в различной степени разновидностями черного туфа.

Степень уплотнения породы также различная—встречаются разновидности крепкие, плотные и рыхлые.

Под микроскопом структура туфов типичная кластическая, изредка псевдо-порфириновая, витрофицированная, текстура катакластическая, основная масса стекловатая (пепловая).

Сложены эти туфы кристаллами и обломками плагиоклазов, пироксенов и рудных минералов, сцементированных стеклом (около 74%). Встречаются обломки посторонних пород, количество которых варьирует.

а состав зависит от местоположения туфов (окружающей рамы гор): нередко обломочки хорошо окатаны.

Вопрос возраста туфовых накоплений Арагаца имеет большое научное значение, так как некоторые построения генезиса туфов основаны на генетическом единстве и одноактности туфо-туфоловых образований (А. И. Месропян, 1951; А. Н. Заварицкий, 1945, 1947). Стратиграфическое расчленение туфов и туфолов впервые было произведено А. А. Адамян (1950) для месторождений южных склонов г. Арагац, а по остальным месторождениям—К. Г. Шириняном (1956, 1958, 1959).

А. А. Адамян помещает туфы еревано-ленинканского типа в основание своего сводного разреза туфов и туфолов, что, на основании вышеприведенных фактов, является неверным, так как они, наоборот, самые молодые.

К. Г. Ширинян (1961, стр. 88) считает, что наиболее ранними образованиями являются пемзовые туфы анийского типа, правильно относя их к раннечетвертичному времени. Туфы еревано-ленинканского типа («террасовые», по нашей терминологии) он относит в целом к четвертичному времени, правильно указывая, что извержение их с перерывами имело место в течение всего постплиоцена.

Туфовые же лавы упомянутый автор помещает (1961, стр. 90) между ранними и поздними образованиями туфов еревано-ленинканского типа, что явно противоречит вышеприведенным фактическим данным о их принадлежности третичной эффузивной толще массива г. Арагац.

Совершенно другое стратиграфическое разделение туфовых образований Арагацкого района предлагает В. М. Амарян (1962). Указанный автор считает туфы арктического и еревано-ленинканского типов разновозрастными (среднечетвертичными); по его мнению, они являются продуктами единовременного извержения г. Арагац, причем первые приурочены к склонам массива, а вторые—к его далеким перифериям. Таким образом, туфы еревано-ленинканского типа являются, по В. М. Амаряну, краевой фацией туфов арктического типа, чем и обусловлено, по его мнению, некоторое различие в их составе, структуре, морфологии.

Такое сопоставление является невероятным, так как ленинканские туфы перекрывают рисскую террасу, а арктические туфы прослаивают эффузивы нижней части арагацкого разреза, которые сам В. М. Амарян считает третичными (акчагыл-апшерон).

Равным образом туфы, подчиненные эффузивной толще основания массива г. Арагац по ущелью р. Амберд, у сел. Бюракан, упомянутый автор (1962, стр. 6) синхронизирует с явно четвертичными туфами района сс. Мугни-Сагмосаванк.

Таким образом, в Арагацком районе имеются туфовые образования разного возраста, формировавшиеся, однако, в сходных геологических условиях. В этом отношении интересно сопоставление (в процентах) количественно-минералогического состава всех разновидностей туфов (К. Г. Ширинян, 1961, стр. 20).

Петрографический тип	С о с т а в					
	стекло	плагноклаз	пироксены	рудные минералы	посторонние обломки пород	Прочие минералы
Туфы ереванско-ленинканского типа . . .	73,7	14,5	4,2	3,2	4,2	0,2 и меньше
Желтые пемзовые (туфы анийского типа . . .	84,3	5,4	1,9	1,5	6,3	0,6 и больше
Пламенные туфы (бюраканские)	72,2	14,3	4,6	3,0	5,3	0,6 и больше
Туфолавы (артикские)	79,2	12,3	4,1	2,1	2,0	0,3

Далее коснемся вопроса о центрах извержений туфов и туфолав Арагаца, который давно дискутируется в литературе, но еще не получил однозначного решения. Высказывалось много противоречивых мнений, причем каждый из существующих взглядов объясняет лишь отдельную сторону указанного вопроса. История этого вопроса довольно подробно и объективно изложена К. Г. Шириняном (1961), разобравшим взгляды А. А. Иванчин-Писарева, П. И. Лебедева, А. И. Месропяна, К. Н. Паффенгольца, А. Н. Заварицкого, А. Т. Асланяна и высказавшим по нему свои личные соображения.

Упомянутый автор приходит к выводу, что одним из основных вулканических проявлений верхнеплиоценового-четвертичного времени в Армении является трещинный тип извержений, расположенный по склонам и периферии массива г. Арагац. Наиболее крупным из таких нарушений он считает дугообразную трещину, огибающую г. Арагац с юго-востока на северо-запад от района г. Большой Артени (Богутлу) до сел. Сараландж (Башгюх), протяженностью 50—60 км. С разломом широтного направления К. Г. Ширинян связывает и туфовые слои бассейна р. Памбак, подчиненные речным террасовым отложениям.

Наши детальные полевые исследования показывают, что указанной дугообразной трещины, равно как и радиальных (трактуемых по Г. Г. Оганезову, 1957), в действительности не существует. Анализ карты показывает, что имеются разломы (и довольно многочисленные) общекавказского направления, осложняющие более древнюю складчатость того же простираения (северо-западного) и обусловленные периодическим эпейрогеническим поднятием области.

Некоторые разломы являются, вероятно, древними, лишь омоложенными в течение постплиоценового времени. К ним и приурочены центры извержения; трещинный тип туфовых извержений нами отрицается. Для Ленинанканского района, бассейна р. Памбак и Приереванского района (туфы на террасах и конусе выноса р. Гедар) нами принимается участие

также и водного переноса, в чем сходимся с концепцией А. Т. Асланяна (1954).

Особое положение и состав анийских туфов обусловлены расположением центров извержения в наиболее приподнятой части антиклинали, в ее ядре, где, по данным бурения, древний субстрат лежит на небольшой (700 м) глубине, непосредственно под арагацской вулканогенной толщей. Подробнее об этом сказано ниже, в разделе о структуре массива.

В заключение описания пород описываемой области следует коснуться его аллювиальных, пролювиальных и других многообразных в фациальном отношении накоплений, плащеобразно покрывающих склоны горных массивов, слагающих обширные конусы выносов рек и т. д.

В связи с особенностями климата Армянского нагорья и характера рельефа описываемой области, результатов ледниковой деятельности, происходит интенсивное разрушение пород в горной его части и накопление различных продуктов разрушения на пологих склонах и в пониженных участках.

Различные фации указанных отложений при дальнейшем разрушении увлекаются потоками и распределяются у выхода на равнину в виде конусов выносов различных размеров (рр. Карангу, Аракс, Мастара, Касах и др.). Последние, сливаясь, образуют нередко вдоль предгорий сплошные шлейфы; это типичные делювиально-пролювиальные отложения, сменяющиеся ниже аллювиально-пролювиальными накоплениями.

В горной части района, сложенной третичной эффузивной толщей, образуются благодаря прошедшей ледниковой деятельности, а затем интенсивным процессам морозного выветривания, колоссальные скопления глыбового делювия, перемешанного ниже по склонам с глинисто-щебневым и другим материалом. Более молодые потоки четвертичных лав образуют, благодаря морозному выветриванию, обширные поля россыпей глыб, известных под названием «чингылов» («каменников»).

На пологих участках лавовых потоков образуются своеобразные элювиально-делювиальные глинисто-обломочные накопления (плато на лавах М. Артени), а также прекрасные почвы—«горные черноземы». Последние являются источником благосостояния населения: в горных частях района на них развиты прекрасные альпийские луга, а в пониженных участках они широко эксплуатируются под различные ценные сельскохозяйственные культуры.

ХИМИЗМ ЛАВ И ТУФОВ

Данные о химическом составе эффузивных и пирокластических образований Арагацского района имеются во многих опубликованных работах различных исследователей. Наибольшее количество их помещено в известном труде П. И. Лебедева (1931), затем в работах и статьях К. Г. Шириняна, А. А. Адамян, К. Н. Паффенгольца, А. Н. Заварицкого, Л. Г. Кваша и В. М. Амаряна. Все эти анализы систематизированы (табл. 1—7) в соответствии с выработанной нами стратиграфией района и пересчитаны на числовые характеристики А. Н. Заварицкого. Анализ соответствующих диаграмм (фиг. 26—28) показал следующее.

На фиг. 26, где сведены числовые характеристики всех третичных эффузивов Арагаца (кроме липаритов), рой фигуративных точек рассеян равномерно вдоль вариационной кривой базальт-риолит, на отрезке от андезито-базальта до дацита и щелочного трахита включительно; сгущений точек нет. Точки (за двумя исключениями—№ 50 и 90) за границу известково-щелочных и щелочных ассоциаций пород не переходят; № 50 отвечает черному андезито-дациту из ущелья р. Архашан (П. И. Лебедев, 1931), а № 90—светло-серому щелочному дациту с вершины Ампур-дага (П. М. Лебедев, 1931). Направление векторов показывает, что большинство пород отвечает нормальному известково-щелочному ряду; лишь небольшое число их отличается повышенным содержанием полевошпатовой извести и глинозема (резким). Содержание калия в породах обычное, отклонения в сторону увеличения единичные.

Фигуративные точки третичных липаритов и обсидианов г. Артени (Б. Богутлу)—Мисханского района и других сгруппированы (фиг. 27) вокруг средних типов липаритов, риолитов и пантеллеритов; исключение составляют № 5, 6 и 12. Направление векторов показывает сильно повышенное содержание во многих образцах глинозема; содержание калия во всех одинаковое—несколько повышенное. № 5 отвечает липариту района сс. Гюмюш-Аркел (Н. Н. Смирнов, 1938), № 6—липариту района г. Гутан-сар (Кетан-даг; Н. Н. Смирнов, 1938), а № 12—обсидиану района сел. Джрабер (Ново-Николаевка; Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1928), т. е. породам вне Арагацкого массива.

При сопоставлении диаграмм химизма липаритов и обсидианов с

таковой (фиг. 26) кислых, средних и основных пород всего массива г. Арагац видно, что первая является как бы естественным продолжением второй, т. е. венчает собой непрерывный магматический цикл от андезито-базальтов до липаритов. В действительности эти циклы во времени разорваны, липариты в стратиграфической колонке находятся между андезито-базальтовой свитой и андезито-дацитов. Причины этого явления разбираются ниже.

Примерно такое же стратиграфическое положение в разрезе эффузивной толщи Арагацкого нагорья занимают вулканические туфы арктического и бюраканского типов. Рой их фигуративных точек сдвинут по отношению к таковому липаритов и обсидианов вниз и влево, составляя их продолжение (фиг. 27) и группируясь вокруг дацита и щелочного трахита, не доходя до андезита.

Границы известково-щелочной ассоциации пород достигают (или переходят) лишь единичные точки (№ 6, 7, 16); № 6—отвечает арктической туфовой лаве вишнево-фиолетового цвета (П. И. Лебедев, 1931); № 7—арктической туфовой лаве розового цвета (А. Ф. Фиолетова, 1931); № 16—туфовой лаве темно-фиолетового цвета бюраканского типа (района сел. Дзитанков; К. Г. Ширинян, 1961).

Направление векторов показывает наличие разностей как нормального известково-щелочного ряда, так и с повышенным содержанием полевошпатовой извести и глинозема, а также переходных между ними пород. Содержание калия во всех разностях несколько повышенное.

Из сравнения анализов различных разностей туфов Арагацкого нагорья вытекает, что все они имеют почти идентичный химический состав, за исключением закиси железа, которая преобладает в черных туфах. Минералогический состав черных и красных туфов одинаковый: андезин, олигоклаз, авгит, гиперстен и магнетит.

Распределение окисного и закисного железа отвечает, по П. И. Лебедеву (1931), характеру окраски разностей туфа, т. е. в красной присутствует железо преимущественно в окисном состоянии, в то время как черный туф содержит почти одинаковое количество закисного и окисного железа. Указанный автор отмечает большое количество в красном туфе соединений, содержащих в своем составе Cl SO_3 и CO_2 .

Химический состав туфовых лав Арктического района показывает наличие двух разностей: более основной, приближающейся к типу дацитов (имеющих значительное развитие среди лав Арагаца) и другой—более кислой, которая может быть сопоставлена с щелочными дацитами. Характерным для туфов и туфовых лав, точно так же, как и для настоящих черных и красных туфов Армянского нагорья, является, по П. И. Лебедеву (1931), их повышенное содержание воды, удаляемой как при 110° , так и при более высоких температурах.

Фигуративные точки анализов нижнечетвертичных пемз Анийского района занимают на диаграмме (фиг. 28) почти такое же положение, как и третичные липариты и обсидианы (фиг. 27); также обогащены глиноземом и содержат несколько повышенное количество калия. Рой

точек анализов туфов еревано-ленинканского типа (фиг. 28), повторяет положение и особенности химизма арктических и бюраканских туфов (фиг. 27), хотя тяготеет больше к андезиту. Единичные разности их также показывают повышенную щелочность (№ 10—светло-коричневый туф района сел. Джрвеж; К. Г. Ширинян, 1961). Имеются и резкие отклонения, обусловленные, видимо, неточностью анализов (№ 2 и 3 отвечают соответственно красному и черному дацитовому туфу Ереванского района; О. Т. Карапетян, 1930); породы сильно обогащены глиноземом [№ 17 и 18 отвечают туфу района сел. Каджарабад (Гусейн-кишлак); В. М. Амарян, 1961]:

Рой точек четвертичных лав Голгата располагается влево от кривой базальт-риолит (фиг. 28), ближе к базальту; типичный базальт не констатируется. Направление векторов показывает принадлежность пород к нормальному известково-щелочному ряду, с нормальным содержанием калия. Абаранские лавы оказались на диаграмме (фиг. 28, № 12 и 13) весьма близки к андезиту, хотя по микроскопическому исследованию (стр. 40) они отнесены к дацитам и андезито-дацитам.

Сравнение вышеприведенных диаграмм, изображающих химизм вулканических продуктов Арагацкого района с их характерным положением векторов для туфов и лав, позволяет предполагать, что туфы и лавы являются продуктами дифференциации одного и того же магматического очага. Вышеописанные породы самого Арагацкого массива ряда андезито-базальты—липариты связаны друг с другом, как то явствовало из их характеристики, всей гаммой промежуточных разностей, чем определяется наличие одного вулканического цикла указанного времени. Подобное соотношение пород могло явиться результатом разновременной дифференциации одной общей базальтовой (габброидной) магмы.

Магматический цикл стартовал в районе самого массива г. Арагац и Приереванского района с андезито-базальтов, но далее вверх, до щелочных дацитов вершинной зоны Арагаца, цикл этот не изменялся постепенно (равномерно) в сторону большей кислотности; в нем на известных интервалах проявляются (вклиниваются) резкие увеличения кислотности, сменяющиеся затем вновь некоторым ее падением, в соответствии с общей направленностью «прерванного» цикла.

Таким образом, цикл этот можно назвать непрерывно-прерывистым; видимо, такой характер его обусловлен тектоническими подвижками отдельных блоков, близко расположенного жесткого субстрата, влиявшего на течение процесса дифференциации магмы. Так, например, в Мисханском районе, находящемся в другой тектонической зоне (о чем сказано ниже) цикл этот стартовал с липаритов; андезито-базальты там отсутствуют.

Далее следует отметить сходство химизма комплекса третичных пород Арагацкого нагорья с подобными одновозрастными породами районов Эльбруса и Казбека (см. фиг. 29).

Интересно указание П. И. Лебедева (1931, стр. 215) о возможности сопоставления щелочных дацитов Арагаца с трахидацитами вообще, а

также с трахилипаритами Пятигорья. Там они в структурно-тектоническом отношении приурочены к эпигерцинской платформе, эффузивы же Арагаца к жесткому субстрату кембрия-докембрия, игравшего роль срединного массива. Отсюда можно сделать вывод о связи проявлений щелочного вулканизма с жесткими участками земной коры.

В отношении гравиметрических данных—Арагацское нагорье тяготеет к границам гравитационных максимумов (см. ниже).

Таким образом, можно констатировать, что разрез третичной (олигоценовой) эффузивной толщи Арагацкого нагорья сложен единой непрерывной серией пород от андезито-базальта до щелочного дацита включительно, представляющих единый дифференциационный ряд (комплекс). Временами течение его как бы нарушается появлением на известных интервалах (между подциклами—фазами) более кислых разновидностей—липаритов и туфов, что обусловлено местными изменениями в режиме магматического бассейна. По химическому составу большинство туфов и туфолов относится к дацитовому и щелочно-дацитовому типу (трахидацитовому). Фациальной разностью туфов и туфолов, притом той же степени кислотности, являются пемзы; они представляют того же состава вулканические стекла в их пемзовом состоянии. По химическому составу большинство их отвечает трахидацитам.

Наличие в Арагацском нагорье вышеуказанных своеобразных туфовых отложений является его характерным отличием; во всех других районах Малого Кавказа они отсутствуют. Связано это, вне сомнения, с различными типами проявления вулканических сил; последние же обусловлены главным образом различием в двух основных свойствах магмы—различием в ее вязкости и в ее взрывчатости. Эти свойства связаны с рядом других особенностей магмы, прежде всего с составом ее силикатовой части и с содержанием растворенных в ней газов; последние в процессе их выделения являются главной движущей силой при вулканических извержениях. Растворимость же газов зависит, как известно, от давления; последнее, в зависимости от глубины, регулирует их выделения из очага. Таким образом, чисто физико-химические факторы становятся в зависимость от геологических условий, в которых развивается магматический процесс, разрешающийся в форме вулканического извержения.

На основании анализа третичных эффузивных свит Арагацкого нагорья можно заключить, что они образовались при извержениях стромболианского типа; эти извержения происходили во многих местах (т. е. имели ареальный характер), то одновременно, то разновременно, то с известным запаздыванием одно относительно другого; новые эффузивы перекрывали местами предыдущие с их центрами излияния, ныне обнаруживающимися в форме «ископаемых шлаковых конусов», вскрываемых эрозией. Такой характер извержений полностью согласуется с общей тектоникой района (см. ниже).

Вулканические туфы (в том числе и туфолавы) связаны с другим типом извержений, вероятно, плиннианским; для него характерно сильное

размельчение и распыление вещества лавы, гораздо большая сила взрывов, чем при лавовых излияниях.

Эти столь различные проявления вулканизма, естественно, связаны между собой и обусловлены, вне сомнения, гравитационной дифференциацией в одном и том же магматическом бассейне, прерываемой периодическими извержениями. Эти периоды (фазы) регулируются тектоникой района—движениями отдельных блоков жесткого субстрата; при этом общий магматический бассейн может быть разделен этими блоками на ряд очагов, вследствие чего общая направленность одного магматического цикла (его естественный ход) может несколько нарушаться и при подвижках соседних блоков давать продукты извержения различных стадий дифференциации.

В заключение необходимо указать, что вышеописанный эффузивный магматический цикл олигоценового времени (проявившийся во всем Малом Кавказе) завершился в конце олигоцена—начале миоцена, в результате соответствующей орогенической фазы, мощным интрузивным циклом, давшим комплекс разнообразных средних и кислых пород: порфировидные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, монцониты, сиенито-диориты, сиенито-граниты, сиениты и щелочные сиениты (К. Н. Паффенгольц, 1959). Он же проявился и на Большом Кавказе (теплинский тип).

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ТРЕТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ АРАГАЦА, В ИХ ВОЗРАСТНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ (СНИЗУ ВВЕРХ)

Таблица 1

1	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	*Прочие составные части	Сумма	Аналитик	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												Местонахождение	Ссылка на литературный источник						
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13					a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t				Q	a	c	31	32	33
1	56,05	0,93	16,91	2,80	4,31	0,07	5,21	7,77	2,34	2,59	0,51	0,44		99,93	М. М. Стукалова	Андезито-базальт	9,2	6,9	18,4	65,5	—	36,6	48,8	14,6	57,6	13,5	1,1	—	0,3	1,3	1	Каньон Амберта в р-не с. Бюракан	П. И. Лебедев (1931)			
2	58,23	0,75	16,98	2,88	3,52	0,08	4,45	7,20	3,40	2,10	0,23	0,24		100,06		Андез.-базальт, долеритовый	10,5	6,2	16,1	67,2	—	36,2	47,2	16,6	71,4	15,3	0,9	—	7,2	1,7	2	Каньон Амберта, р-н сс. Бюракан-Инакло	"			
3	56,27	1,00	17,29	1,81	5,29	0,09	4,40	6,87	2,97	2,42	0,52	0,74		97,76	Лабор. Армянск. геол. управл.	Андезито-базальт	12,4	5,5	16,5	65,6	—	39,0	44,2	16,8	71,2	9,2	1,36	—	0,92	2,2	3	Каньон Амберта, лев. берег	"			
4	56,00	0,55	21,31	2,78	3,58	сл.	1,59	8,69	3,71	1,51	0,34	—		100,06		Андез.-базальт (черно-сер.)	11,0	9,7	10,8	68,5	—	58,0	27,1	14,9	78,9	24,3	0,7	—	5,3	1,1	4	Каньон р. Амберг, у с. Бюракан (основ. разреза)	В. М. Амарян (1960)			
5	58,06	0,80	17,44	2,19	4,11		4,03	7,29	3,29	1,94	0,36	—		99,47			10,1	6,8	15,1	68,0	—	39,2	46,1	14,7	72,6	12,9	1,1	—	8,2	1,5	5		(верх. ч. разреза)	"		
6	56,48	0,75	18,11	1,61	5,07		4,62	6,89	3,38	1,29	—	—	P ₂ O ₅ —0,32	98,3		Андез.-базальт, долеритовый	9,8	7,6	15,6	67,0	—	41,2	52,0	6,8	80,0	9,0	0,9	—	6,8	1,3	6	Каньон р. Амберг, у с. Воракар (ниж. поток)	"			
7	56,92	0,67	17,06	2,24	3,58		4,52	7,15	3,88	1,11	—	—	P ₂ O ₅ —0,32	97,45			10,5	6,5	15,8	67,2	—	34,7	49,7	15,6	84,1	12,4	0,8	—	6,9	1,6	7		"	"		
8	56,68	1,05	17,03	0,32	6,26		4,25	6,93	3,52	1,56	0,2	—	P ₂ O ₅ —0,46	98,12			10,2	6,6	16,0	67,2	—	41,0	46,3	12,7	76,8	2,6	1,4	—	7,4	1,55	8		"	"		
9	58,80	0,81	18,35	2,21	4,65		3,68	5,47	3,77	1,56	—	—	P ₂ O ₅ —0,14	99,76			10,9	6,7	13,5	68,9	5,2	47,4	47,4	—	78,2	14,4	1,0	—	9,9	1,6	9		"	(верхн. поток)	"	
10	54,60	0,38	16,15	4,40	5,0		4,52	8,06	3,09	1,37	0,26	—	P ₂ O ₅ —0,26	97,97		Андезито-базальт	9,1	6,5	20,2	64,2	—	43,4	38,8	17,8	76,9	19,8	0,5	—	3,7	1,4	10	Каньон р. Касах, у с. Мугни	"			
11	57,52	0,33	15,50	5,60	5,37		3,65	7,48	3,78	2,01	0,14	—		99,64			11,1	4,8	18,8	65,3	—	43,8	33,0	23,2	74,4	16,7	0,4	—	3,6	2,3	11		"	"		
12	54,38	0,28	17,55	3,60	5,37		4,85	8,92	3,46	1,13	—	0,18		99,72			9,4	7,2	20,5	62,9	—	40,6	40,8	18,6	82,3	15,5	0,4	—	2,8	1,3	12		"	(нижний поток)	"	
13	55,60	0,50	20,13	5,00	4,85		3,47	5,76	3,58	1,14	—	—	P ₂ O ₅ —следы	100,03		Андезито-базальт	9,7	7,2	18,3	64,8	18,2	49,1	32,7	—	82,8	23,6	0,6	—	3,0	1,3	13	Каньон р. Касах, у с. Арташаван (ниж. поток)	"			
14	55,02	0,47	17,56	5,20	4,29		3,46	5,76	4,42	2,00	0,24	—	P ₂ O ₅ —0,24	95,67			6,4	7,5	19,2	66,5	19,6	47,6	32,8	—	52,3	24,8	0,6	—	13,5	0,85	14		"	"		
15	56,56	0,20	19,63	8,00	2,37		3,11	6,48	1,87	1,78	0,10	—	P ₂ O ₅ —следы	100,10			6,9	8,1	18,5	66,5	20,4	50,4	29,2	—	61,2	37,9	0,3	—	11,1	0,85	15		"	"		
16	55,68	0,41	17,12	5,20	5,01		3,62	6,76	2,90	2,50	0,18	—	P ₂ O ₅ —0,24	99,38			10,3	6,6	17,7	65,4	—	53,6	35,7	10,7	63,5	26,2	0,5	—	3,6	1,56	16		"	"		
17	55,20	0,43	16,00	4,01	5,72		4,72	6,12	4,12	1,41	0,49	—	P ₂ O ₅ —0,28	98,48			11,2	5,3	19,3	64,2	—	46,4	42,1	11,5	81,4	18,0	0,5	—	0,72	1	17		"	"		
18	55,40	0,43	14,40	4,61	5,90		4,52	6,62	4,19	1,57	0,28	—	P ₂ O ₅ —0,20	98,20			11,6	3,8	21,4	63,2	—	44,6	35,7	19,7	80,0	18,5	0,5	—	—	0,63	0	18		"	"	
19	55,20	0,60	17,33	2,21	5,54		4,66	6,91	4,88	1,07	0,18	—		98,78			12,5	5,4	18,4	63,7	—	39,4	43,9	16,7	87,0	10,6	0,8	—	—	3,02	3	19		"	(верхний поток)	"
20	56,95	1,56	15,79	3,59	3,82	0,09	4,35	6,17	3,08	2,88	0,63	0,90		99,81	М. М. Стукалова	Андез.-базальт, чёрный	11,2	5,1	16,8	66,9	—	41,0	44,3	14,7	61,7	18,8	2,0	—	6,3	2,2	20	Каньон р. Геховит	"			
21	55,60	0,22	18,11	4,0	3,93	сл.	3,00	7,43	4,00	3,38	0,78	—		100,45	Лабор. Армянск. геол. управл.		14,0	5,3	16,3	64,4	—	44,3	31,9	23,8	64,3	21,3	0,3	—	—	4,5	2,6	21	Верховье р. Гехарот; осн. разреза	П. Лебедев (1931)		
22	56,84	0,86	18,96	2,93	3,00	сл.	2,31	5,85	3,96	1,92	—	—	P ₂ O ₅ —0,6	95,03			12,3	7,5	10,1	70,1	—	56,5	42,1	1,4	76,2	26,1	1,1	—	8,1	1,6	22	Верховье р. Гехарот; второй водопад	В. М. Амарян (1960)			
23	55,10	1,02	17,78	4,16	3,45	0,09	3,60	6,95	3,81	2,78	0,93	0,59		100,24	М. М. Стукалова	Андезит-базальт	12,7	5,9	16,2	65,2	—	43,6	38,8	17,6	67,0	22,5	1,4	—	—	0,92	1	23	"Кратер" Арагаца, глубинная часть.	"		
24	55,15	0,88	17,22	1,04	4,85	0,12	6,09	7,91	3,56	1,74	—	0,94		100,10		Андезит-базальт, оливиновый	10,2	9,4	19,8	63,6	—	31,1	52,6	16,3	76,0	7,6	1,2	—	0,4	1,6	24	Юго-вост. подножье Арагаца, р-н с. Н. Базмаберд	П. И. Лебедев (1931)			
25	56,96	0,20	18,82	1,88	4,60	сл.	1,53	9,21	4,48	1,61	—	—	P ₂ O ₅ —0,46	99,75	Лабор. Армянск. геол. управл.	Андезит-базальт	12,6	6,6	13,8	67,0																

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
55	64,64	1,00	17,01	1,32	3,56	сл.	1,42	3,29	4,52	3,42	—	—	P ₂ O ₅ —0,35	100,53	Лабор. Армянского геол. управления	Андезито-дациты (из гиалоандезитового дацита)	14,8	4,1	7,1	74,0	—	64,7	34,3	1,0	67,0	15,7	1,2	14,3	3,6	55	Ущ. р. Амберг	В. М. Амарян (1960)	
56	63,20	0,76	18,46	1,61	3,94	"	1,49	4,58	3,92	3,03	—	—	P ₂ O ₅ —0,36	101,35	"	"	13,1	5,6	8,2	73,1	6,6	62,5	30,9	—	66,3	16,6	0,9	14,4	2,3	56	К СВ от с. Кош	"	
57	61,86	0,65	17,19	2,09	3,19	"	1,07	4,21	4,59	2,18	—	—	P ₂ O ₅ —0,46	97,99	"	"	13,8	5,1	7,0	74,1	—	70,5	26,2	3,3	75,2	26,2	0,9	15,5	2,7	57	К сев. от с. Уджан (верх. поток)	"	
58	63,60	0,81	19,20	1,01	3,58	"	сл.	4,03	4,49	2,68	—	—	P ₂ O ₅ —0,41	99,81	"	"	14,2	5,0	6,3	74,5	31,1	68,9	—	—	71,6	13,35	0,9	15,6	2,8	58	(ниж. поток)	"	
59	63,28	0,70	17,57	1,88	3,00	"	0,82	3,17	4,63	3,03	—	0,10	P ₂ O ₅ —0,32	98,50	"	"	14,6	3,9	7,5	74,0	20,4	61,1	18,5	—	69,8	22,3	0,9	14,9	3,75	59	Ущ. р. Амгур, у г. Сев-сар	"	
60	57,94	0,93	17,71	2,16	5,28	"	2,04	5,47	4,36	2,54	—	—	P ₂ O ₅ —0,32	98,75	"	Андезит	13,7	5,4	12,2	68,7	—	59,0	29,4	11,6	72,3	16,2	1,2	4,6	2,5	60	Ущ. р. Амгур, у г. Сев-сар, ниж. поток	В. М. Амарян (1960)	
61	58,60	0,87	17,61	4,22	3,40	"	2,69	5,54	5,04	2,58	—	0,02	P ₂ O ₅ —0,23	100,8	"	"	14,8	4,3	13,7	67,2	—	49,0	33,7	17,3	74,3	25,7	1,1	0,5	3,4	61	(сред. поток)	"	
62	60,66	1,05	16,66	5,97	1,43	"	2,37	4,74	4,79	2,64	—	—	P ₂ O ₅ —0,55	100,26	"	"	14,4	4,0	12,3	69,3	—	59,0	32,6	14,4	73,3	42,0	1,3	5,8	3,6	62	(верх. поток)	"	
63	60,22	0,82	16,07	2,80	4,29	"	2,61	5,47	3,52	1,24	—	0,2	P ₂ O ₅ —0,92	98,16	"	"	9,7	6,3	12,6	71,4	—	53,6	36,3	10,1	81,1	20,1	1,0	17,1	1,5	63	(верх. поток)	"	
64	64,80	0,59	17,52	2,21	1,96	"	0,95	1,58	5,40	2,82	1,94	—	P ₂ O ₅ —0,32	100,09	"	Дацил пехштейновый	15,8	1,9	8,8	73,5	39,7	42,0	18,3	—	74,3	21,3	0,7	13,5	8,3	64	Вершина „3423, 3“ (к СВ от оз. Сев-лич)	"	
64'	63,89	0,72	10,38	9,27	1,16	0,07	0,77	2,85	2,24	1,16	0,20	1,32	P ₂ O ₅ —0,44	100,12	В. А. Молева	Пехштейновая лава	13,8	3,6	10,2	72,4	—	52,5	13,3	34,2	64,7	40,8	0,8	13,6	3,8	64'	Р-н. Шлакового конуса Берглю	П. И. Лебедев (1931)	
65	65,84	0,76	16,05	2,40	1,43	сл.	1,30	2,30	4,84	3,86	—	0,32	P ₂ O ₅ —0,44	99,54	Лабор. Армянского геол. управления	Т. ф	15,8	1,5	9,3	73,4	22,9	35,7	41,4	—	65,6	21,4	0,9	13,7	10,5	65	Верхние ущ. Амгур; правый склон	В. М. Амарян (1960)	
66	61,16	0,85	18,96	1,81	3,75	"	2,90	2,30	4,97	2,79	—	0,50	P ₂ O ₅ —0,69	100,68	"	Андезито-дацит	14,6	2,7	14,4	68,3	32,2	34,0	33,8	—	72,7	10,1	1,1	4,7	5,4	66	В 2,5 км к западу от с. Арат	"	
67	59,20	0,33	17,09	4,00	3,20	"	3,89	5,76	3,71	1,13	0,60	—	P ₂ O ₅ —0,69	98,91	М. М. Стукалова	"	10,1	6,7	13,8	69,4	—	47,5	49,0	3,5	83,3	25,1	0,4	11,9	1,5	67	г. Нохут-тапа	К. Н. Паффенгольд (1936)	
68	63,85	1,45	17,05	1,67	2,16	0,14	0,85	4,12	3,95	3,10	0,25	1,09	P ₂ O ₅ —0,69	99,68	Н. Н. Влодавец	"	13,7	4,2	6,1	76,0	—	60,9	24,1	15,0	66,0	25,3	1,7	30,4	3,0	68	г. Араилер, центр. часть потока восточно-го склона	Л. Г. Кваша (1953)	
69	62,60	0,83	17,74	2,25	2,67	0,11	1,98	4,12	4,15	2,94	—	0,65	P ₂ O ₅ —0,69	100,04	"	"	13,5	5,0	8,5	73,0	4,9	54,5	40,6	—	65,3	22,8	0,9	14,0	2,7	69	Массив г. Араилер	"	
70	62,52	0,82	17,56	1,95	3,01	0,13	2,02	4,14	4,04	3,03	—	1,06	P ₂ O ₅ —0,69	100,28	"	"	13,5	5,1	8,5	72,9	4,9	54,4	40,7	—	67,0	19,5	0,9	13,7	2,64	70	"	"	
71	61,25	1,13	16,24	1,95	1,94	0,08	1,49	3,22	4,25	2,90	0,18	0,18	P ₂ O ₅ —0,69	99,86	"	Дацил	13,5	3,9	6,4	76,2	6,4	54,2	39,4	—	68,0	47,0	1,25	21,5	3,5	71	Вершина г. Араилер	"	
72	52,79	1,17	17,85	3,03	3,87	0,12	6,67	7,76	3,75	0,84	1,08	1,11	P ₂ O ₅ —0,69	100,16	"	Андезито-базальт	19,7	7,4	20,3	62,6	—	32,1	53,9	11,0	87,0	13,1	1,5	—	1,6	1,3	72	г. Араилер, прослой среди туфобрекчий	"
73	62,35	0,72	16,19	4,68	0,73	0,05	1,59	5,14	3,70	2,60	0,96	1,21	P ₂ O ₅ —0,69	99,92	М. Т. Селютин	Андезито-дацит	12,4	5,0	9,0	73,6	—	53,0	31	16	68	45,0	0,9	17,4	2,5	73	Памбакский хр., г. Гялин-ка	К. Н. Паффенгольд (1937)	
74	60,60	0,69	16,90	4,04	1,21	0,08	2,38	5,17	4,24	3,05	0,51	1,04	P ₂ O ₅ —0,69	99,91	Б. М. Френкель	Андезит	13,9	4,6	10,7	70,8	—	44,0	39	17	68	32,5	0,9	9,2	3,0	74	Цахкуняцкий хр., г. Алибек—южная	К. Н. Паффенгольд (1938)	
75	62,06	0,70	17,46	1,38	3,37	0,09	2,66	5,20	4,00	2,99	0,16	0,21	P ₂ O ₅ —0,46	100,28	М. М. Стукалова	Андезито-дацит (светло-серый)	13,3	5,1	10,2	71,5	—	44,0	44,0	12,0	67,0	12,0	0,9	11,2	2,6	75	Р-н г. Гель-Зиарат	П. И. Лебедев (1931)	
76	65,16	0,50	16,01	3,40	0,53	сл.	1,27	3,60	4,05	4,09	—	—	P ₂ O ₅ —0,46	99,07	"	Т. ф	15,1	3,2	6,7	75,0	—	50,5	32,0	17,5	60,0	43,4	0,5	16,6	4,7	76	Вершина Сев-сар	"	
77	59,12	—	20,34	5,52	0,51	—	3,38	3,44	4,14	2,81	0,41	0,14	P ₂ O ₅ —0,19	100,00	К. Шмидт	Андезит	13,1	4,2	16,2	66,5	33	31,0	36,0	—	69,0	28,4	0	2,6	3,0	77	Вершина Зиарат	Г. Аби (1882)	
78	63,04	0,55	17,80	1,05	2,63	сл.	0,72	3,05	4,22	2,72	0,92	—	P ₂ O ₅ —0,19	97,16	Лабор. Армянского геол. управления	Андезито-дацит	13,9	3,9	7,7	74,5	40,0	43,6	16,4	—	69,7	10,9	0,7	17,3	3,6	78	В 2,5 км к С—З от с. Кош	В. М. Амарян (1960)	
79	62,62	0,80	17,96	0,80	4,12	"	0,73	5,69	4,14	2,52	—	—	P ₂ O ₅ —0,19	99,61	"	"	13,0	5,8	7,9	73,3	—	66,3	16,3	17,4	70,9	14,5	0,9	15,8	2,2	79	Р-н оз. Сев-лич	"	
80	60,58	0,90	18,23	1,74	5,58	"	2,99	5,01	3,47	1,44	сл.	сл.	P ₂ O ₅ —0,19	100,4	"	"	9,7	6,1	14,4	69,8	17,1	47,4	35,5	—	79,0	10,4	1,0	14,1	1,6	80	Верш. Сев-кар	"	
81	59,78	0,87	17,31	2,60	3,40	"	2,17	4,94	1,92	3,68	0,32	—	P ₂ O ₅ —0,19	97,45	"	"	10,3	6,3	11,2	72,2	15,3	50,3	34,4	—	44,3	20,4	1,1	17,5	1,6	81	"	"	
82	59,22	0,87	17,68	1,68	3,94	"	2,53	5,00	4,53	3,00	1,12	—	P ₂ O ₅ —0,19	99,83	"	"	14,6	4,8	11,2	69,4	—	48,1	39,4	12,5	69,5	13,7	1,1	4,8	3,0	82	"	"	
83	60,87	1,30	16,03	2,66	3,82	0,13	2,24	4,64	4,36	3,20	0,83	—	P ₂ O ₅ —0,19	100,37	В. А. Молева	Андезито-дацит, светло-серый	14,1	3,7	12,0	70,2	—	51,2	31,8	17,0	66,3	20,2	1,5	8,5	3,8	83	Р-н г. Архашан	П. И. Лебедев (1931)	
84	62,44	0,80	16,72	2,47	2,96	0,06	2,50	4,42	3,51	3,44	0,26	0,53	P ₂ O ₅ —0,19	100,11	"	Андезито-дацит, серый	12,7	5,0	9,9	72,4	—	51,4	43,7	4,9	60,8	22,2	0,9	14,4	2,5	84	Р-н верш. „3610“	"	
85	64,70	0,60	12,66	5,36	2,15	0,07	2,49	3,80	1,97	4,05	0,12	0,11	P ₂ O ₅ —0,19	100,08	М. М. Стукалова	Дацил-светло-серый, порфиров.	14,1	1,1	13,9	70,9	—	46,4	29,6	24,0	60,1	31,9	0,7	12,5	12,8	85	"	"	
86	63,85	0,87	16,58	3,24	1,65	0,08	1,52	3,16	4,35	4,29	0,13	0,46	P ₂ O ₅ —0,19	100,18	Ю. В. Морачевский	Дацил, кристаллитный	15,8	3,2	7,5	73,5	—	58,5	33,6	8,2	60,3	36,4	1,0	12,2	4,9	86	Водораздел рр. Амберг и Архашан	"	
87	66,30	1,09	11,88	2,83	4,20	0,14	1,10	2,70	6,19	3,73	—	0,10	P ₂ O ₅ —0,23	100,49	Т. М. Окнова	Дацил щелочной (смоляно-каменный)	15,0	0	13,5	71,5	—	44,4	12,6	22,4	85,6	16,8	1,2	13,0	15,0	87	"	"	
88	65,81	0,90	16,29	1,69	2,49	0,08	1,13	2,76	3,90	4,45	0,28	0,25	P ₂ O ₅ —0,23	100,03	М. М. Стукалова	Дацил, кристаллитный	15,2	3,3	5,9	75,6	—	66,7	32,2	1,1	56,7	25,3	1,0	17,5	4,6	88	Верхние Каньоа Амберга	"	
89	64,18	0,86	16,43	2,13	1,84	0,10	1,42	3,00	4,70	4,08	—	—	P ₂ O ₅ —0,23	100,27	В. А. Молева	"	16,4	2,8	6,8	74,0	—	52,0	35,0	13,0	63,4	26,0	1,02	12,4	5,8	89	Р-н Артик-Ширванджук	"	
90	66,19	0,85	15,78	2,31	1,19	0,06	0,88	2,15	5,20	5,15	0,23	0,05	P ₂ O ₅ —0,23	100,03	М. М. Стукалова	Дацил, щелочной, светло-серый	18,6	1,1	6,0	74,3	—	49,6	25,2	25,2	60,4	30,7	0,8	10,3	16,9	90	Вершина Амгур-дага	"	
91	61,16	0,78	17,79	3,51	3,04	сл.	2,51	4,03	4,76	2,06	—	—	P ₂ O ₅ —0,23	100,87	Лабор. Армянского геол. управления	Андезит-дацит	13,6	4,9	10,9	70,6	6,3	54,1	39,6	—	77,7	27,7	1,0	9,1	2,8	91	В 2,5 км к северу от оз. Сев-лич	В. М. Амарян (1960)	
92	61,20	0,55	20,67	3,20	3,22	"	сл.	4,17	4,66	2,28	0,10	—	P ₂ O ₅ —0,23	100,28	"	"	13,7	5,1	10,0	71,2	41,7	58,3	0	—	76,0	28,0	0,7	9,9	2,7	92	Конус Воскеваз	"	
93	61,08	0,57																															

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ЛИПАРИТОВ И ОБСИДИАНОВ ТРЕТИЧНОЙ ТОЛЩИ АРАГАЦСКОГО РАЙОНА

Таблица 2

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Прочие со- ставные части	Сумма	Аналитик	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														Местонахождение	Ссылка на литератур- ный источник
																	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$			
1	73,17	0,21	14,44	1,26	0,14	0,04	0,32	1,10	3,35	4,38	0,14	1,32		99,87	М. Т. Селютина	Липарит полосчатый	13,4	1,3	4,3	81	61	26	13	—	54	29,3	0,22	33,9	10,3	1	Арзаканский район к северу от сел. Агверан	К. Н. Паффенгольц (1938)
2	69,20	0,25	15,37	1,21	0,73	0,06	0,43	1,60	4,28	4,42	0,40	2,35		100,30	Р. П. Ильинский	"	15,8	2,0	3,3	78,9	25	55	20	—	59	32,0	0,26	24,2	7,9	2	"	"
3	69,26	0,23	15,76	0,87	0,85	0,05	0,77	1,70	4,10	4,08	0,30	1,72		99,69	М. М. Стукалова	"	14,9	2,0	4,9	78,2	41	31	28	—	60	22,8	0,26	24,6	7,4	3	"	"
4	70,56	0,23	13,80	1,62	0,25	0,04	0,70	1,68	3,52	4,58	1,33	1,48		99,79	Б. М. Френкель	Липаритоидит	12,9	2,1	4,3	80,7	39	41	20	—	60	28,2	0,25	33,5	6,1	4	"	"
5	72,99	—	18,25	0,52	0,26	0,02	2,03	2,03	2,28	0,54	0,08	0,24		100,14	Лаборатория	Липарит	5,3	2,3	16,2	76,2	77	4	19	—	88	3,8	0	39,5	2,3	5	Район сс. Аркел-Гюмюш	Н. Н. Смирнов (1938)
6	74,70	0,19	14,30	1,49	0,32	0,50	1,31	1,38	2,17	1,81	0,11	0,67		100,58	Груз. отделение	"	6,8	1,6	12,2	79,4	67	16	17	—	65	9,7	0,24	43,6	4,2	6	Район г. Гутан-сар (Кетан-даг)	"
7	74,07	0,22	14,30	2,07	0,27	0,11	0,17	1,36	4,44	3,46	0,26	0,06		100,82	НИИ Мин сырья	Обсидиан, черный	14,1	1,6	3,3	81,0	28	62	10	—	66	48,2	0,24	32,2	8,8	7	"	"
8	73,51	0,12	14,73	1,82	0,13	0,12	0,24	1,22	4,07	3,80	0,07	0,15		100,43	"	Обсидиан, пестрый	13,9	2,0	4,2	79,9	53	37	10	—	62	34,3	0,1	30,0	7,0	8	"	"
9	73,76	0,10	14,93	1,72	0,16	0,26	0,11	1,24	3,73	3,23	0,10	0,21		99,55	"	Обсидиан, красный	12,3	1,4	6,0	80,3	67	29	4	—	64	23,9	0,1	34,6	8,8	9	"	"
10	74,13	сл.	13,88	0,96	0,75	0,18	0,15	0,92	4,68	5,01	—	—	P ₂ O ₅ —следы Si—0,09	100,75	А. Данненберг	Обсидиан	16,8	0,5	2,5	80,2	—	66	11	23	59	31,6	0	26,3	33,6	10	"	"
11	77,23	—	11,85	2,55	—	—	сл.	1,31	4,15	2,44	0,51	—		100,08	"	Обсидиан, темный	12,2	1,5	2,2	84,1	6	94	0	—	72	58,2	0	42,3	8,1	11	"	"
12	71,78	—	12,68	1,22	—	—	0,34	1,55	5,73	6,71	—	0,06		99,87	"	Обсидиан	15,9	0,0	8,3	75,8	—	12	7	21	57	12,8	0	19,8	15,9	12	Район сел. Ново-Николаевка	Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928)
13	72,19	—	13,83	1,29	—	—	0,33	1,45	3,46	4,30	—	0,36		99,91	"	Смоляной камень	14,0	1,7	3,3	81,0	36	41	23	—	55	39,0	0	32,3	8,2	13	"	"
14	72,96	0,15	12,62	0,35	0,57	0,05	0,10	0,57	3,39	4,49	—	4,71		99,96	Лаб. треста	Пемза	14,0	0,7	2,4	82,9	58	34	8	—	53	20,5	1,6	37,1	20,0	14	Район сел. Чирахлы, к СЗ от г. Голгат	А. И. Иванчин-Писарев (1930)
15	72,79	—	12,48	0,59	0,91	—	0,46	1,30	4,02	2,73	0,57	4,91		100,76	Ани-Пемза	"	13,3	1,5	3,7	81,5	27	46	27	—	69	24,5	0	34,9	8,8	15	"	"
16	72,26	—	13,13	0,97	—	—	0,29	1,72	—	—	—	4,98		93,35	"	"														16	Район сел. Капанак, к СЗ от г. Голгат	П. И. Лебедев (1931)
17	72,68	0,10	14,25	1,28	0,33	0,09	0,48	1,38	3,81	3,72	0,24	1,64		100,00	Среднее из 15 анализов	Липарит	13,3	1,7	4,2	80,8	47,7	33,3	19,0	—	61,0	25,4	0	33,3	7,8	17	Арагацский район	К. Н. Паффенгольц
18	72,90	0,48	14,18	1,65	0,31	0,13	0,40	1,13	3,54	3,94	—	1,33	P ₂ O ₅ —0,01	100,00	Вычисленные	"	12,9	1,3	5,3	80,5	52,5	35,35	12,15	—	58,2	27,5	0,5	33,9	9,9	18	Средний тип по Дэли	А. Н. Заварицкий (1960)

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ТРЕТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ АРТИКСКОГО ТИПА АРАГАЦСКОГО РАЙОНА

Таблица 3

1	65,70	0,95	15,38	2,97	0,90	0,37	1,03	2,35	5,10	4,52	0,06	0,29	BaO—0,09	99,71	Н. Г. Казнакова	Туфовая лава, полосчатая дацитовая	17,4	1,4	6,9	74,3	—	54,4	25,2	20,4	63,1	37,0	1,1	12,4	12,4	1	Арктикский район	П. И. Лебедев (1931)	
2	67,23	—	15,72	2,78	—	—	0,67	2,20	5,85	3,02	—	3,04		100,52	Лаб. „Ани-пемза“	Пемза, белая	17,3	1,8	4,4	76,5	—	55,4	26,1	18,5	74,7	46,2	0	16,6	9,6	2	Район сел. Махмуджук	„	
3	66,57	—	16,36	2,73	—	—	0,75	2,62	—	—	—	—		100,26		Пемза, желтая	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	„	„
4	65,61	0,68	17,76	2,38	0,33	0,37	0,66	3,65	4,88	3,53	0,10	0,16	SO ₃ —0,06 ZrO ₂ —0,03 V ₂ O ₅ —0,06	100,52		Туфовая лава, белая	15,9	3,8	4,7	75,6	—	59	28	13	68	47,6	0,8	15,6	4,0	4	Район сел. Артик	„	
5	65,16	1,46	16,61	1,66	1,26	0,36	1,50	3,57	4,48	3,72	0,13	0,48	SO ₂ —0,05 V ₂ O ₅ —0,06 ZrO ₂ —0,02	100,52		Туфовая лава, фиолетовая	15,2	3,5	6,5	74,8	—	47	39	14	65	22,9	1,7	15,7	4,3	5	„	„	
6	64,85	0,45	16,95	3,95	—	—	0,46	2,86	0,31	5,14	4,67	0,13	0,34	SO ₂ —0,49	100,60	Туфовая лава, вишнево-фиолетовая	17,3	0,3	12,0	70,4	31	30	39	—	62	26,7	0,55	0,9	57,6	6	„	„	
7	64,81	0,70	17,45	2,76	0,49	0,41	0,25	3,60	4,06	5,53	0,24	0,39	SO ₃ —0,10 V ₂ O ₅ —0,04 ZrO ₂ —0,07	100,90	Туфовая лава, розовая	18,3	2,5	5,5	73,7	—	60	7	33	49	50,0	0,8	8,3	8,3	7	„	„	А. Ф. Фиолетова (1931)	
8	64,71	0,98	16,08	3,32	0,63	0,44	0,63	2,96	4,72	4,34	0,39	1,79	SO ₃ —0,11 ZrO ₂ —сл V ₂ O ₅ —0,07	101,17	Туфовая лава, коричневая	16,7	2,5	6,1	74,7	—	63	18	19	62	47,3	1,2	13,5	6,3	8	„	„	„	
9	64,44	0,93	15,93	1,63	1,47	0,33	1,02	2,99	4,47	4,79	0,32	2,07	SO ₃ —0,07 ZrO ₂ —0,03 V ₂ O ₅ —0,05	100,54	Туфовая лава, черная	17,0	2,2	6,3	74,5	—	49	27	24	59	21,7	1,2	12,8	7,7	9	„	„	„	
10	62,33	1,15	16,33	3,99	0,53	0,38	1,51	4,27	2,50	4,11	0,12	1,88	SO ₃ —0,09 V ₂ O ₅ —0,06	99,25	Туфовая лава, красная	11,9	5,4	7,1	75,6	—	62	37	1	48	49,9	1,3	22,4	2,2	10	„	„	„	
11	66,76	0,65	16,26	2,97	0,51	0,06	1,19	1,86	4,85	4,56	—	0,06		99,73	Туфолава, розовая	17,1	2,2	5,2	75,5	2,0	59,0	39,0	—	61,0	50	0,7	14,6	7,3	11	„	„	К. Г. Ширинян (1961)	
12	65,80	0,80	17,72	3,14	0,71	0,10	1,00	2,02	5,12	3,36	—	0,20		100,87	„	15,9	3,5	6,6	74,0	9,8	59,7	30,5	—	69,5	46,3	0,9	14,7	4,5	12	Район сел. Туфашен	„		
13	63,10	0,88	17,75	3,10	0,14	0,07	1,39	3,47	5,41	3,45	0,06	0,24		99,36	„	16,7	3,5	6,9	72,9	—	54,5	34,6	10,9	70,3	37,6	1,0	8,9	4,8	13	„	„	„	
14	58,00	0,84	17,14	4,00	0,71	0,12	1,81	6,55	3,90	3,56	—	4,20		100,83	Туфолава, пятнисто-красная	14,4	4,7	11,3	69,6	—	39,0	28,8	32,2	64,3	32,0	1,0	5,9	3,0	14	Район сел. Пемзашен	„		
15	61,45	1,07	17,71	4,48	1,28	0,09	1,48	3,58	3,88	4,01	0,48	0,62		100,13	М. М. Стуклова	Туфовая лава, щелочно-дацитовая	14,5	4,5	8,6	72,4	9,8	60,2	30,0	—	59,6	45,5	1,3	11,3	3,2	15	Район сел. Адиаман	П. И. Лебедев (1931)	
16	65,64	0,59	17,02	2,72	0,37	0,09	1,61	2,24	5,35	3,26	0,28	1,01		100,18	Н. Левенфиц и К. И. Аргентов	Туфолава, полосчатая, дацитовая	16,4	2,7	6,3	74,6	12,8	44,1	43,1	—	71,1	36,6	0,73	13,7	6,1	16	Каньон р. Амберд. под базальтами	„	
17	63,84	0,50	20,04	1,57	1,07	сл.	1,30	2,07	4,50	4,22	—	—	P ₂ O ₅ —0,16	99,27	„	„	15,8	2,6	9,8	71,8	54,4	23,8	21,8	—	61,9	13,6	0,6	9,4	6,1	17	„	„	
18	64,53	0,74	16,95	2,69	0,70	0,21	1,21	2,96	4,64	4,04	0,21	1,00	BaO, ZrO ₂ , P ₂ O ₅ , SO ₃ , V ₂ O ₅ ; Σ0,12	100,00	Среднее из 17 анализов	Туфовая лава	16,2	3,4	6,3	74,1	—	63,5	32,4	4,3	63,5	49,4	0,8	12,4	4,7	18	Арагацский район	К. Н. Паффенгольц	
19	63,91	0,59	15,88	3,22	2,23	0,01	1,14	2,81	3,08	5,80	—	1,28	P ₂ O ₅ —0,05	100,00	Вычисленное	Трахит, щелочноземельный	15,5	3,0	7,3	74,2	—	67,6	26,7	5,7	44,6	38,1	0,8	14,4	5,1	19	Средний тип по Дэли	А. Н. Заварицкий (1960)	

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ТРЕТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ БЮРАКАНСКОГО ТИПА АРАГАЦСКОГО РАЙОНА

Таблица 4

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Прочие со- ставные части	Сумма	Аналитик	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												Местонахождение	Ссылка на литературный источник		
																	a	c	b	s	a	f'	m'	c'	n	φ	t	Q			$\frac{a}{c}$	
1	60,06	0,90	16,37	2,19	1,54	0,03	1,55	6,03	3,59	3,25	0,42	4,32		100,25		Туф, черный	13,2	5,0	9,0	72,8	—	39,2	30,4	30,4	63,0	22,4	1,0	14,2	2,6	1	Район сел. Бюракан (Пираган)	К. Г. Ширинян (1961)
2	63,30	0,82	16,84	3,30	1,28	0,10	0,89	2,41	4,02	4,44	0,80	2,60		100,80		Туф, желтый, пемзовый	15,5	3,0	7,1	74,4	19,4	59,3	21,3	—	60,7	32,0	0,9	14,8	5,2	2		
3	62,00	0,68	17,75	3,49	1,28	0,10	1,66	3,55	4,30	3,42		2,80		100,03		Туф, черный	14,6	4,2	8,5	72,7	14,8	51,6	33,6	—	65,7	38,2	0,8	12,0	3,5	3		
4	61,20	1,00	19,73	0,52	2,29	0,06	2,08	3,96	3,19	3,85		2,20		100,08		Черный пламенный туф	12,7	4,9	11,1	71,3	38,2	29,3	32,5	—	56,9	4,0	1,2	11,3	2,6	4		
5	61,12	0,90	17,85	4,33	0,62	0,07	1,80	4,20	3,62	3,90		1,74		100,15		Розово-малиновый пламенный туф	14,0	5,3	7,7	73,0	1,8	57,2	41,0	—	58,5	49,4	1,0	5,0	2,8	5		
6	62,85	0,80	16,57	2,77	0,73	0,07	1,27	2,62	5,18	4,43	0,73	2,18		100,20	М. М. Стукалова	Туф красно-черный, щелочно- дацитовый	18,2	2,2	6,3	73,3	—	51,2	33,7	15,1	64,1	39,1	10,1	8,0	8,3	6	Район с. Пираган. Туф пламенного типа	П. И. Лебедев (1931)
7	64,00	0,96	16,88	3,49	0,35	0,07	1,73	2,86	4,70	4,34	0,40	0,32		100,10	"		16,7	3,0	6,8	73,5	—	50,0	43,0	7,0	62,3	44,0	1,1	10,6	5,6	7		
8	63,75	0,69	17,94	0,29	2,48	0,48	0,51	3,08	5,46	3,63	0,27	0,98	SO ₃ —0,11; V ₂ O ₅ —0,04; ZrO ₂ —0,07	99,78		Туфовая лава, "серая"	17,5	3,4	4,5	74,6	—	48,0	46,0	6,0	70	8,9	0,8	10,8	5,1	8	Район сел. Талыш (Шагиран)	А. Ф. Фиолетова (1931)
9	66,69	—	15,72	3,10	0,68	—	1,18	1,98	4,45	2,97	—	2,86		99,63	Доктор Плон	Туфовая лава красная (трахи- товая)	14,2	2,5	7,3	76,0	26	45,0	29,0	—	69	35,9	0	21,1	5,7	9		
10	62,85	0,93	16,24	2,29	1,85	0,11	1,46	3,16	4,56	3,60	0,25	2,21	BaO—0,38; CO ₂ —сл. Cl—0,04 SO ₃ —0,03	99,96	В. А. Егоров	Туф черный, дацитовый	15,6	3,3	6,9	74,2	—	54,5	36,4	9,1	66,1	28,3	1,2	13,9	4,7	10	Район с. Карабурун, Октембер. район	П. И. Лебедев (1931)
11	61,70	0,86	16,26	3,60	0,71	0,09	1,44	3,79	3,32	3,97	0,48	2,95	BaO—0,13; CO ₂ —0,017; Cl—0,05; SO ₃ —0,22	99,74	"	Туф, краснотурый, дацитовый	13,7	4,7	7,0	74,6	—	59,4	37,5	3,1	55,7	47,9	1,0	17,1	2,9	11		
12	61,80	0,65	16,14	4,16	2,24	0,11	1,83	4,15	3,78	3,04	0,40	1,58		99,88		Туф, черный	14,0	4,6	9,7	71,7	—	60,9	32,6	6,5	65,6	37,0	0,86	10,8	2,8	12	Талинский район, овраг Азамбек	"
13	63,40	0,60	16,51	3,08	1,72	0,18	1,75	3,20	4,56	4,04	0,38	1,30		100,62			15,6	3,3	7,9	73,2	—	55,7	36,5	7,8	63,2	35,0	0,7	11,9	4,7	13		
14	61,40	0,60	18,32	3,74	0,57	0,07	1,32	4,17	5,66	2,54		1,72		100,11		Туф, красный	16,5	4,3	7,0	72,2	—	55,0	32,0	3,0	77,1	46,0	0,77	7,1	3,8	14	Талинский район, вершина г. Мусху	"
15	63,60	0,90	17,73	3,02	0,86	0,08	1,53	3,40	4,67	4,11		0,22		100,12		Туфолава, фиолетово-розовая	16,0	3,7	6,5	73,8	—	53,6	40,0	6,4	63,0	40,0	1,0	11,9	4,4	15		
16	65,48	0,68	18,30	2,88	0,76	0,06	1,39	2,42	3,84	4,24		0,08		100,13		Туфолава, темно-фиолетовая	14,3	2,8	9,5	73,4	41,1	34,0	24,9	—	58,0	25,3	0,8	15,4	5,1	16		
17	66,00	0,20	17,63	3,55	0,56	0,09	1,05	2,58	2,88	3,00	0,28	2,52		100,34		Туф, темно-красный	10,6	3,9	11,1	74,4	54,9	30,3	14,8	—	59,5	25,1	0,2	25,3	3,4	17	"	"
18	63,94	0,34	17,39	3,15	0,56	0,10	1,99	4,32	4,40	4,34		0,20		100,7		Туфолава, фиолетовая	15,5	3,5	8,0	73,0	—	40,0	40,0	20,0	63,4	31,6	0,3	11,5	4,4	18	Район сел. Заринджа	"
19	63,00	0,60	18,08	3,39	0,62	0,07	0,99	2,17	3,60	3,52		4,80		100,84		Туф, розовато-красный	13,1	2,7	11,0	73,2	53,6	31,2	15,2	—	61,0	25,9	0,7	17,5	5,0	19		
20	64,75	0,98	17,18	2,98	0,51	0,06	1,72	2,50	4,56	4,39		0,22		99,85		Туфолава, розово-фиолетовая	16,5	3,1	6,4	74,0	6,4	48,9	44,7	—	60,2	34,1	0,7	11,9	5,3	20	Район сел. "Мастара"	"
21	66,60	0,55	16,81	3,12	0,38	0,05	1,39	2,17	4,41	4,63	0,16	1,04		101,31		Туфолава, светло-розовая	16,2	2,6	6,0	75,2	13,3	48,9	37,8	—	57,7	41,3	0,5	17,4	6,2	21		
22	57,20	0,66	18,77	4,14	0,57	0,04	2,04	7,08	3,70	2,40	0,12	4,06		100,78		Туф, пламенный	12,4	7,3	10,0	70,3	—	43,8	36,4	19,8	70,6	36,4	0,9	8,5	2,7	22	"	"
23	61,30	0,90	16,05	5,87	0,48	0,07	1,62	4,15	4,42	3,76		1,28		99,90			15,3	3,2	10,3	71,2	—	55,2	26,1	18,7	63,9	49,3	1,1	8,6	4,8	23	Район сел. В. Талин	"
24	61,28	0,88	17,77	3,06	0,51	0,08	0,85	1,72	3,68	4,51	0,04	4,57		100,07	В. А. Молева	Пемза, желтая	15,0	2,0	10,4	72,6	53,2	32,1	14,6	—	55,0	27,0	0,9	13,2	7,5	24		
25	62,98	0,96	15,38	2,21	2,08	0,07	1,57	3,12	4,34	3,92	0,64	2,60		99,87	М. М. Стукалова	Пемза	15,6	2,8	7,7	73,9	—	52,2	34,2	13,6	63,0	25,1	1,2	13,8	5,4	25	Район шлакового конуса Берглю (Иринд)	П. И. Лебедев (1931)
26	61,85	0,84	17,02	2,07	2,12	0,11	1,76	4,10	6,84	0,57	0,28	2,36		99,98	В. А. Молева	Вулканический песок	16,0	3,5	8,4	72,1	—	46,3	35,6	18,1	95,0	21,5	1,0	8,7	4,5	26		
27	61,92	0,90	17,05	4,64	1,08	0,07	1,75	3,65	4,42	4,04	0,06	2,74		101,42		Туф, красный	15,7	3,6	9,9	70,8	—	61,1	30,5	8,4	62,3	40,3	1,1	6,6	4,3	27	Район сел. Мичнадзор (Аралых)	К. Г. Ширинян (1961)
28	61,40	0,68	18,90	2,51	1,14	0,10	1,50	3,62	3,54	4,10	0,20	2,40		100,09		Туф (пламенный)	14,3	4,5	8,9	72,1	31,8	38,9	29,3	—	56,4	25,4	0,9	11,3	3,1	28		
29	62,70	0,73	17,24	3,11	1,09	0,09	1,49	3,42	4,26	3,54	0,24	2,09	SO ₃ , V ₂ O ₅ —ZrO ₂ , BaO, CO ₂ , Cl—следы	100,00	Среднее из 28 ана- лизон	Туф	14,9	4,3	6,7	74,1	4,2	56,9	38,9	—	65,2	40,0	0,8	14,1	3,5	29	Южный склон Арагаца	К. Н. Паффенгольц
30	63,91	0,59	15,88	3,22	2,29	0,01	1,14	2,81	3,08	5,80		1,28	P ₂ O ₅ —0,05	100,00	Вычисленные	Трахит, щелочно-земельный	15,5	3,0	7,3	74,2	—	67,6	26,7	5,7	44,6	38,1	0,8	14,4	5,1	30	Средний тип по Дэли	А. Н. Заварицкий (1960)

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЕМЗ АНИЙСКОГО РАЙОНА

Таблица 5

1	70,08	—	15,12	1,44	—	—	0,71	1,52	4,43	2,40	—	4,13		99,83	Лаборатория треста „Ани-пемза“	Пемза	13,3	1,8	5,6	79,3	56	22	22	—	74	21,5	0	30,2	7,4	1	Ани, район сел. Харков	А. А. Иванчин-Писарев (1930)	
2	69,90	—	15,19	2,13	—	—	0,31	2,36	4,74	2,65	—	4,16		101,24			14,3	2,9	2,7	80,1	15	65	20	—	73	68,5	0	28,7	4,9	2	Ани, район сел. Еникей		Б. В. Залесский и В. П. Петров (1931) А. А. Иванчин-Писарев (1930) Н. Горбатова (1929) О. Т. Карапетян (1930) Н. Горбатова (1929) О. Т. Карапетян (1930) К. Г. Ширинян (1961)
3	69,85	0,29	14,97	1,03	0,46	0,09	0,32	1,79	3,62	3,63	—	3,88		99,93			13,3	2,2	3,3	81,2	58	30	12	—	60	18,2	0,4	33,6	6,0	3	Район сел. Ани-Пемза		
4	69,24	—	15,33	3,77	—	—	0,21	2,65	5,38	2,14	—	4,09		102,81			10,5	3,2	7,2	79,1	50	46	4	—	71	81,3	0	34,0	3,3	4	Ани, район сел. Абдурахман		
5	69,19	—	15,28	1,54	—	—	0,33	1,87	2,87	4,97	—	4,19		100,19			13,8	2,2	4,4	79,6	57	14	29	—	47	18,7	0	29,4	6,3	5	Район сел. Ани-Пемза		
6	68,26	0,37	14,71	1,61	—	—	0,02	2,24	4,02	4,08	—	4,24		99,55			15,3	2,5	1,8	80,4	—	80	0	20	60	56,0	0,4	27,7	6,1	6	„		
7	67,76	—	14,65	1,14	0,67	—	0,67	2,90	4,94	3,40	0,38	3,69		100,20			16,0	1,9	4,5	77,6	—	36	28	36	69	21,5	0	21,3	8,4	7	„		
8	65,78	0,44	15,16	2,75	—	—	0,48	3,07	4,13	3,47	—	4,62		99,90			14,7	3,2	4,2	77,9	—	61	22	17	65	44,8	0,5	23,2	4,6	8	„		
9	69,22	0,09	15,72	1,46	0,44	0,02	0,50	1,79	3,64	3,36	0,10	3,30		99,64			12,8	2,2	6,4	78,6	60	27	13	—	61,7	2,0	0,8	29,4	5,8	9	„		
10	68,55	0,13	15,08	1,66	0,39	0,01	0,40	2,23	4,18	3,32	0,05	4,01		100,00	Среднее из 9 анализов	Пемза	14,4	2,8	3,3	79,5	20,8	58,4	20,8	—	66,1	45,8	0	27,4	5,1	10	Район Анийского месторождения	К. М. Паффенгольц	
11	68,63	0,35	10,30	5,60	2,61	0,21	0,37	1,07	6,14	4,17	0,53		P ₂ O ₅ —0,02	100,00	Вычисленные	Пантеллерит	13,4	5,8	3,4	77,4	—	45,1	17,7	37,2	55,4	0	0,45	22,2	2,3	11	Средний тип по Дэли	А. Н. Заварицкий (1960)	

Таблица 6

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВ АРАГАЦСКОГО РАЙОНА

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Прочие составные части	Сумма	Аналитик	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													Местонахождение	Ссылка на литературный источник		
																	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$				
1	56,37	0,86	16,14	2,58	4,61	0,08	6,01	8,48	2,45	1,46	0,57	0,22	P ₂ O ₅ —0,76	100,59	В. А. Нестерова Лабор. ИГН АН СССР	Андезито-базальт, кварцевый	7,7	7,0	20,3	65,0	—	32,7	50,8	16,5	71,4	21,6	1,1	7,6	1,1	1	К востоку от вершины Голгат	А. Н. Заварицкий (1935)	
2	54,40	1,09	16,67	4,36	3,17	0,05	5,44	8,13	2,08	1,66	1,36	0,82	P ₂ O ₅ —0,68	99,91		Андезито-базальт	7,3	8,1	19,0	65,6	—	37,5	50,5	12,0	64,7	21,0	1,5	8,5	0,9	2	"		
3	54,73	0,56	19,29	2,61	3,07	0,07	6,39	8,50	2,16	1,49	0,35	0,19	P ₂ O ₅ —0,70	100,51		"	Андезит-базальт (бандаит)	7,2	9,7	18,2	64,9	—	29,5	62,4	8,1	68,6	12,5	0,9	5,7	0,7	3		Северный поток Голгата
4	54,76	0,89	16,44	4,37	3,47	0,06	5,63	8,33	3,54	1,24	0,55	0,34	P ₂ O ₅ —0,72	100,34		"	Андезито-базальт	9,5	6,3	20,1	64,1	—	35,1	46,4	18,5	81,2	18,5	1,2	2,9	1,5	4		Северный край восточного потока
5	55,61	0,71	16,48	3,89	3,73	0,06	5,69	8,96	2,53	1,69	0,37	0,12	P ₂ O ₅ —0,64	100,48		"	Андезито-базальт, кварцевый	8,1	7,1	20,6	64,2	—	33,7	47,3	19,0	70,0	16,0	0,9	5,1	1,1	5		Конец восточного потока
6	54,14	1,02	16,73	3,51	4,56	0,09	6,73	8,62	2,72	1,67	0,28	0,04	P ₂ O ₅ —0,56	100,67		"	Андезито-базальт	8,4	7,0	22,4	62,2	—	33,7	50,3	16,0	71,0	13,4	1,4	0,6	1,2	6		Ложок к северо-западу от конуса
7	49,97	1,38	16,99	1,71	7,91	0,09	6,00	11,26	2,63	1,34	0,29	0,19	P ₂ O ₅ —0,89	100,65		"	Базальт (альборанит)	7,9	7,6	25,8	58,7	—	35,6	40,1	24,3	75,4	5,9	2,1	—6,0	1,0	7		Юго-восточный склон Малого Голгата
8	54,12	0,90	16,82	4,24	3,56	0,13	5,87	8,56	3,37	1,34	0,22	0,67		99,80	Е. Н. Егорова	Андезито-базальт	9,1	6,3	18,5	66,1	—	27	53	20	80	17,0	1,2	7,7	1,44	8	Район г. Голгат, к югу от сел. Хан-вали	К. Н. Паффенгольд (1937)	
9	53,62	—	19,76	1,43	6,66	—	5,61	9,32	3,07	0,81	0,20	0,38		100,86		Шлак, черный, андезито-базальтовый	8,3	9,4	19,7	62,6	—	39	50	11	85	63,8	0	—0,8	0,9	9	Ленинаканский район, окр. сел. Капанак	И. Я. Микей (1930)	
10	52,74	—	20,22	4,18	3,93	—	5,94	8,52	2,50	следы	0,53	2,35		100,91		Шлак, красный, андезито-базальтовый	5,8	11,0	19,3	63,9	4,5	40	55,5	—	100	19,6	0	5,2	5,3	10	"		
11	51,04	1,11	18,45	5,46	4,33	0,04	4,48	8,65	3,64	2,45	0,11	0,44	P ₂ O ₅ —0,03	100,23		Андезито-базальт	12,0	6,7	20,9	60,4	—	43	37	20	69	23,7	1,6	—9,9	1,8	11	Р. Раздан, у сел. Тотмашен. Лава типа А.	К. Н. Паффенгольд (1934)	
12	61,26	0,90	16,16	2,17	3,24	0,13	2,55	4,80	3,64	3,73	0,43	0,94	BaO—0,21	99,95	М. М. Стукалова	Андезито-дацит, темно-серый	13,5	4,2	11,2	71,1	—	45	39	16	60	17,2	1,1	11,0	3,2	12	Район сел. Баш-Абаран	П. И. Лебедев (1931)	
13	59,30	0,92	16,78	2,88	3,03	0,03	3,53	6,31	3,29	2,54	0,50	0,93		100,04	К. И. Аргентон	Андезит-кристобалитизированный	11,1	5,9	13,5	69,5	—	40,2	45,3	14,5	66,2	18,6	1,1	10,9	1,9	13	Северо-восточный склон Арагаца; вершина Шиш-тапа	"	
14	52,8	1,57	22,56	—	5,34	—	3,27	5,10	7,16	2,71	—	0,17	SO ₃ —2,50	100,16	Н. Н. Смирнов	Базальт	20,2	5,4	11,9	62,5	—	44	48	8	80	0	2,2	—20,8	4,0	14	Левый берег р. Раздан, у Арзни	Н. И. Смирнов (1938)	
15	61,11	0,37	18,50	4,13	0,61	0,08	2,76	4,53	2,35	1,98	0,50	0,51	P ₂ O ₅ —0,12	99,76	М. М. Стукалова	Андезит	8,2	5,6	14,9	71,3	39	29	32	—	64	24,3	0,5	20,6	1,5	15	Район сел. Нурнус, лава Кетан-дага	"	
16	56,46	1,40	17,21	4,89	3,15	0,06	3,28	6,66	4,32	2,25	—	0,61		100,29	В. А. Молева	Андезито-базальт	12,8	5,2	15,8	66,2	—	45,7	35,6	18,7	74,3	26,1	1,8	1,6	2,4	16	Поток к северу от сел. Аштарак	П. И. Лебедев и В. А. Егоров (1934)	

Таблица 7

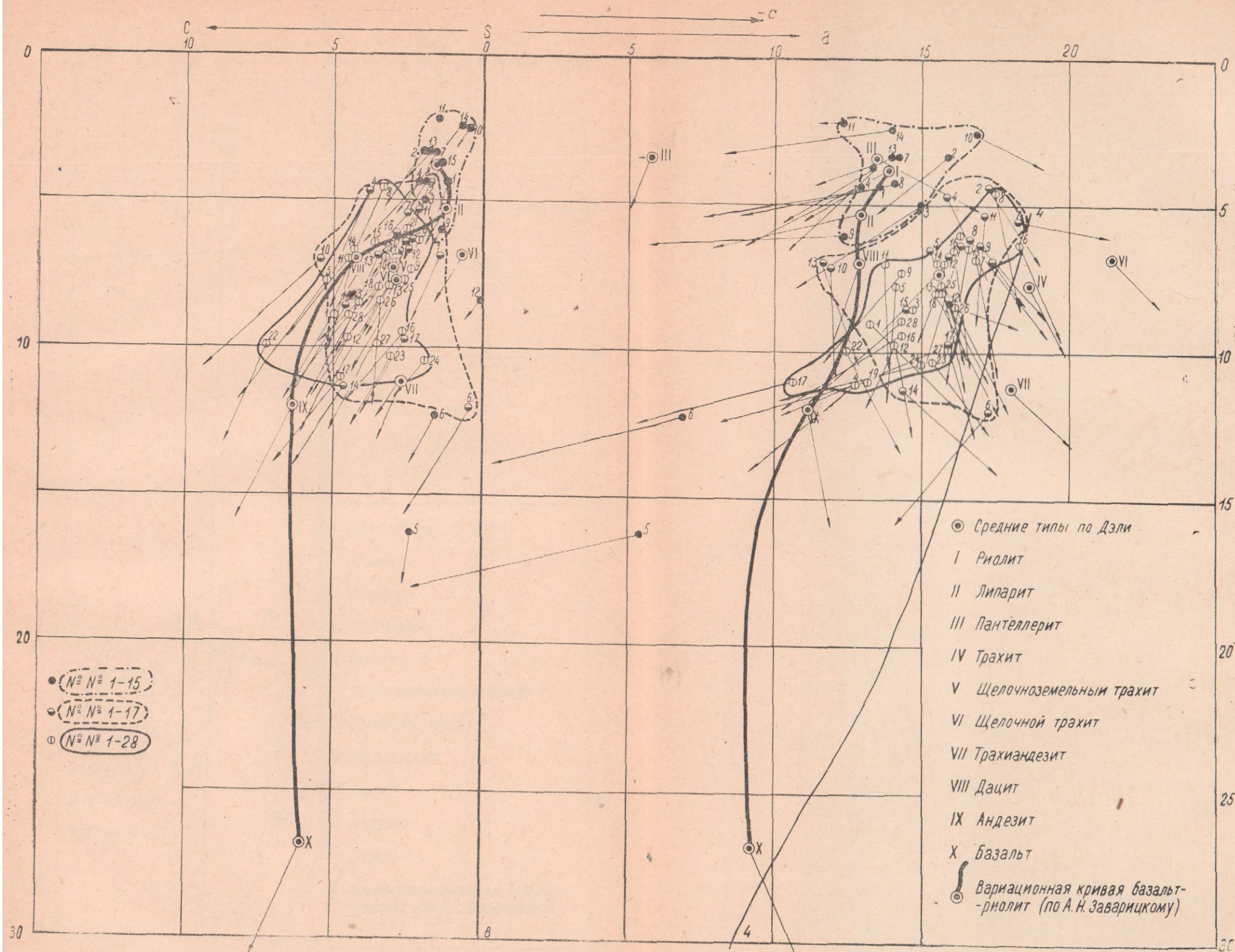
ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ ЕРЕВАНО-ЛЕНИНАКАНСКОГО ТИПА (ТЕРРАСОВЫХ*)

1	59,89	0,81	15,54	2,78	1,57	0,10	1,65	5,85	2,86	4,16	0,13	4,20		99,54	Е. Н. Егорова	Туф, пятнистый	13,1	4,4	10,3	72,2	—	41	28	31	51	25,2	1,0	13,8	3,0	1	Ереванский район, близ Канакер ГЭС	К. Н. Паффенгольд (1938)
2	62,20	1,02	17,20	4,92	0,34	—	0,34	2,99	0,16	0,04	—	5,60	P ₂ O ₅ —0,27	95,08		Туф, красный, дацитовый	0,4	3,8	21,3	74,5	75	22	3	—	100	15,6	1,2	44,4	0,1	2	Ереванский район	О. Т. Карапетян (1930)
3	62,10	1,91	17,20	1,34	3,70	—	0,29	2,76	0,14	0,06	—	5,31	P ₂ O ₅ —0,32	93,13		Туф, черный, дацитовый	0,4	3,4	21,7	74,5	76	22	2	—	67	8,7	2,3	44,8	0,1	3		
4	64,32	0,19	16,38	2,74	1,97	0,06	1,10	2,88	4,36	3,76	—	2,82		100,58	А. Тер-Арутюни	Туф, красный	15,4	3,5	6,3	74,8	—	69	30	1	64	36,9	0,3	15,3	4,4	4	Район с. Ариндж, к северу от Еревана	
5	64,28	0,59	17,53	4,14	—	—	1,52	3,22	4,48	4,18	—	2,74		100,68		"	13,1	3,9	8,9	74,1	31,0	40,3	28,7	—	42,1	40,3	0,55	18,1	3,4	5		К. Г. Ширинян (1961)
6	76,40	—	12,08	0,76	0,45	—	0,58	0,19	15,7	6,3	1,13	0,47	P ₂ O ₅ 0,13	99,97	К. Шмидт	Туф, риолитовый	10,6	0,3	6,0	83,1	67	17	16	—	2	16,00	44,7	35,3	6	Район с. Спитак (Амамлы); басс. р Памбак	Г. Абих (1882)	
7	62,58	0,80	17,40	1,80	2,75	0,07	1,57	3,32	4,12	4,14	—	1,88		100,43		Туф, черный	15,3	4,1	7,3	73,3	3,9	58,6	37,5	—	60,0	21,0	0,9	11,9	3,7	7	Район с. Макарашен (басс. р Памбак)	К. Г. Ширинян (1961)
8	62,60	0,52	18,75	1,86	1,42	0,10	1,82	3,33	4,00	3,10	0,80	2,20		100,5		Туф, желтый, пемзовый	13,6	4,1	9,7	72,6	35,4	32,0	32,6	—	66,3	17,1	0,5	13,9	3,3	8	Район сел. Гайдарлы (басс. р. Памбак	
9	56,60	0,60	17,38	2,82	0,86	0,11	1,26	7,25	2,96	3,94	0,80	6,00		100,53		Туф, красный	13,4	6,1	9,3	71,2	—	38,0	25,0	37,0	54,0	27,9	0,8	9,5	2,2	9	Район с. Джрвеж (к СВ от Еревана)	
10	59,10	0,92	16,51	2,67	1,71	0,09	1,26	5,76	4,70	4,18	0,40	2,40		99,70		Туф, светло-коричневый	17,0	2,8	10,6	69,6	—	38,8	20,4	40,8	62,8	22,3	1,1	2,4	6,0	10		
11	61,80	0,74	19,22	2,99	0,55	0,07	1,90	2,85	4,34	2,72	—	3,60		100,78		Туф, черный	13,6	3,5	11,6	71,3	45,0	27,2	27,8	—	70,7	22,2	0,8	11,9	4,0	11		
12	63,44	0,62	14,00	3,60	3,22	сл.	2,60	3,60	3,92	3,68	1,12		P ₂ O ₅ —0,24	100,04	Лабор. Армянского геол. управления	Туф	13,7	2,3	12,4	71,6	—	49,2	35,1	15,7	61,7	24,8	0,7	13,5	6,0	12	Район сел. Арташаван (басс. р. Касах)	В. М. Амарян (1961)
13	65,12	0,73	15,33	2,41	0,43	0,06	1,50	1,79	4,52	3,65	1,79	2,51		99,84	М. М. Стукалова	Туф, желтый, трахидацитовый	15,6	2,2	6,0	76,2	14,0	43,0	43,0	—	65,2	35,0	0,8	19,0	7,1	13	Район сел. Такия	П. И. Лебедев (1931)
14	64,61	0,65	15,31	2,12	1,33	0,07	0,79	1,53	3,99	3,48	0,92	4,83		99,63		Пемза	14,3	1,9	7,5	76,3	39,2	42,1	18,7	—	63,6	24,3	0,7	22,1	7,5	14		
15	65,02	0,61	15,03	3,19	0,35	0,11	0,97	1,66	4,63	4,36	0,50	3,43		99,86	Ю. В. Морачевский	Туфовая лава, красная, щелочно-дацитовая	17,0	1,7	5,3	76,0	—	60,5	32,9	6,6	61,5	52,6	0,7	16,3	10,0	15		
16	60,20	0,87	16,65	0,51	4,42	—	сл.	8,20	4,20	2,82			P ₂ O ₅ —0,55	98,42	Лабор. Армянского геол. управления	Туф	13,7	4,5	10,6	71,2	—	46,7	0	53,3	69,4	6,6	1,0	10,5	3,0	16	В 1 км к югу от сел. Каджарабад	В. М. Амарян (1961)
17	61,28	0,75	14,97	3,92	1,14	—	2,86	7,49	3,40	3,43			P ₂ O ₅ —0,23	99,77	"	"	12,5	3,7	14,6	69,2	—	28,9	33,0	38,1	60,4	22,0	1,0	9,7	3,4	17	" (второй покров)	
18	59,88	1,00	13,22	6,82	2,11	—	3,33	5,43	5,63	3,57			P ₂ O ₅ —0,36	99,35	"	"	17,1	0	18,9	64,0	—	39,0	28,1	32,9	70,6	29,1	1,3	—6,2	17,1	18	" (третий покров)	
19	63,76	0,71	16,43	2,70	1,36	0,06	1,27	3,39	3,19	3,57	0,44	3,16	P ₂ O ₅ —0,06	100,00	Среднее из 18 анализов	Туф	12,7	4,2	7,8	75,3	21,8	49,1	29,1	—	57,8	30,9	0,8	21,0	3,0	19	Западная Армения	К. Н. Паффенгольд
20	63,91	0,59	15,88	3,22	2,23	0,01	1,14	2,81	3,08	5,80	1,28		P ₂ O ₅ —0,05	100,00	Вычисленные	Трахит, щелочно-земельный	15,5	3,0	7,3	74,2	—	67,6	26,7	5,7	44,6	38,1	0,8	14,4	5,1	20	Средний тип по Дэли	А. Н. Заварицкий (1960)

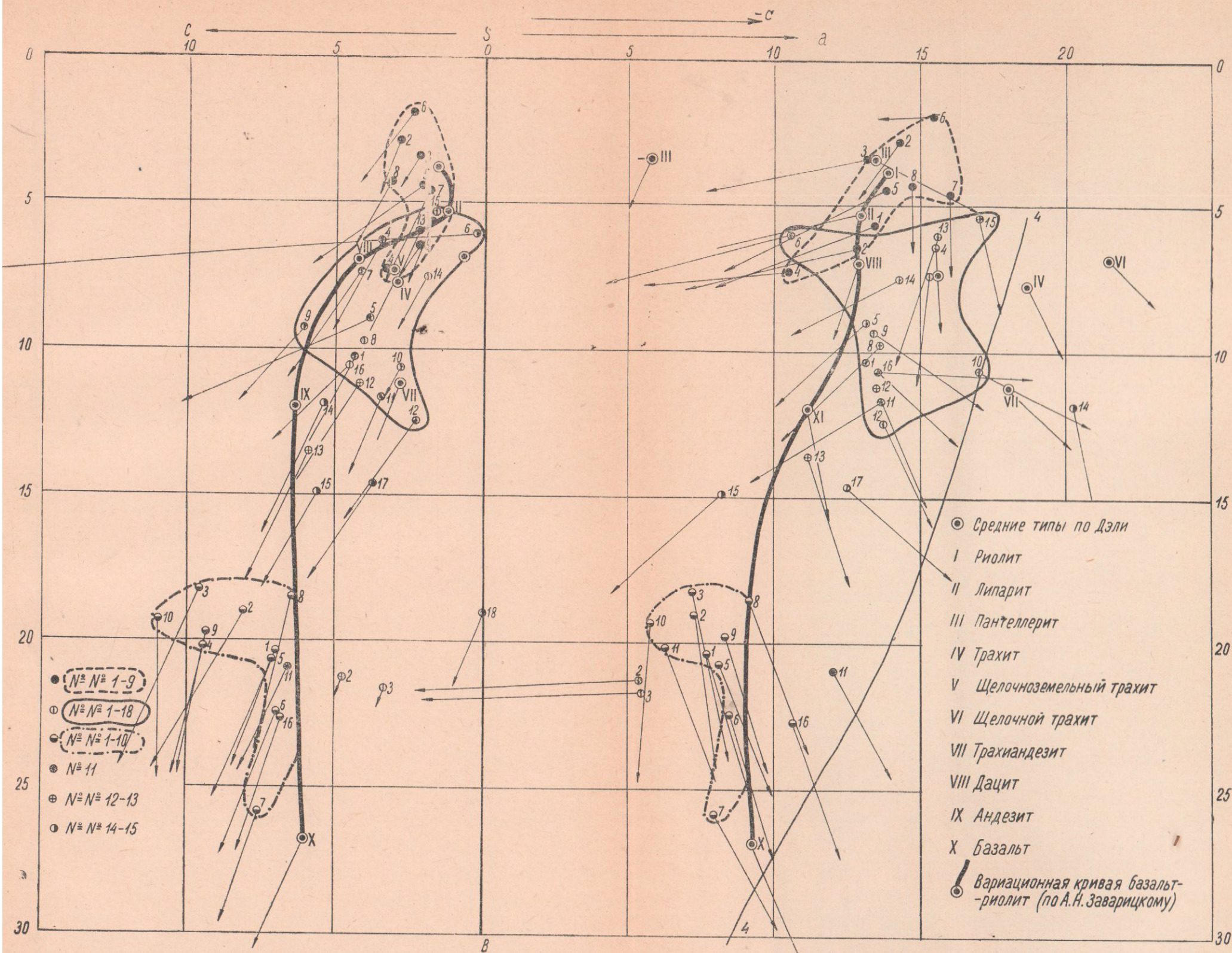


26. Диаграмма химизма третичных эффузивов массива г. Арагац. № 1—34—анто-базальты основания вулканогенной толщи массива; № 35—74—андезиты, анто-дациты и др. средней части толщи (переходная свита); № 75—96—андезито-

дациты, дациты и др. предвершинной зоны; № 97—109—андезито-дациты и дациты привершинной зоны Арагаца.

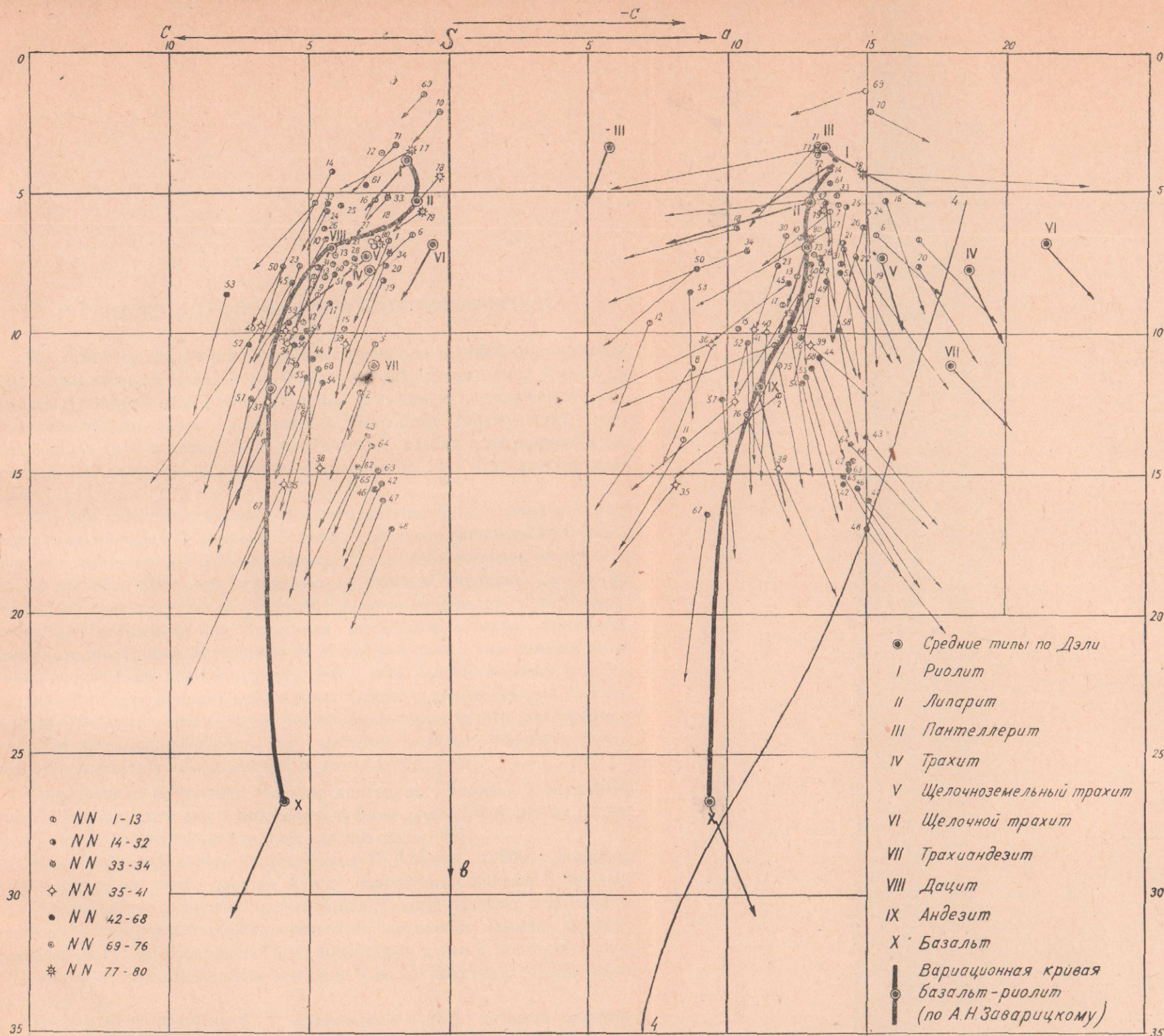


Фиг. 27. Диаграмма химизма кислых изверженных третичных пород массива г. Арагац. № 1—15 — липариты и обсидианы; № 1—17 — туфы и туфолавы арктического типа, № 1—28 — туфы и туфолавы бюраканского типа; кривая 4—4 — граница известко-щелочных и щелочных ассоциаций пород.



Фиг. 28. Диаграмма химизма четвертичных изверженных пород Арагацского района. № 1—9 — пемзы Анийского района; № 1—18 — вулканические туфы ереванско-ленинканского типа; № 1—10 — лавы вулкана Голгат; № 11 — лавы типа А (плато Севан-

Раздан); № 12—13 — лавы типа Е (район Апарана); № 14—15 — лавы типа Е вулкан Гутан-сар (Кетан-даг). Кривая 4—4 — граница известково-щелочных и щелочных ассоциаций пород.



Эльбруса и Казбека

Фиг. 29. Диаграмма химизма эффузивных пород районов Эльбруса и Казбека. 1—лавы Малкинского потока (№ 1—12; № 13—средний их состав); 2—породы нижней вулканогенной толщи Эльбрусского массива (№ 14—31; № 32—средний их состав); 3—деллениты (гипабиссальные) ущелья р. Кыртык (№ 33—34); 4—лавы вершинной зоны Казбека (№ 35—40;

№ 41—средний их состав). 5—породы нижней зоны Казбекского массива (№ 42—67; № 68—средний их состав). 6—липариты, дациты и андезиты р-на Кюген-кая—Кум-тубе (№ 69—76); 7—пемзы и туфы района Нальчика (№ 77—80). Кривая 4—4—граница известково-щелочных и щелочных ассоциаций пород.

О ГЕНЕЗИСЕ ТУФОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АРАГАЦА

По химическому составу большинство туфов и туфолов относится, как указывалось, к дацитовому и щелочно-дацитовому типу (трахидацитовому). Фациальной разностью туфов и туфолов, притом той же степени кислотности, являются пемзы сел. Пемзашен (Махмуджук), представляющие того же состава вулканические стекла в их пемзовом состоянии. По химическому составу большинство их отвечает трахидацитам.

Все они связаны с вулканами центрального типа; характер извержения четвертичных (террасовых) туфов (еревано-ленинканского типа) был вне сомнения воздушный, причем часть изверженного материала (более крупные фракции) отлагалась на склонах вулкана, другая же (большая) сносилась водой и ветром в речные долины, где прослаивала террасовые отложения или покрывали последние, а также прилегающие плато, нивелируя их неровности. В соответствии с указанными условиями накопления констатируются туфы двух основных типов, связанные многими переходными разностями: ближе к центру извержения наблюдаются более крепкие туфы без примеси терригенного материала, а вдали от него — слабоуплотненные, местами рыхлые разности с различной примесью глины, песка и т. п. (землистые туфы).

Образование третичных туфолов протекало, видимо, в нескольких условиях, хотя они и связаны с туфами рядом переходных разностей (например, бюраканские и егвардские разности).

Название «туфоловы» впервые дано Г. Абихом (1899) породам, представляющим нечто среднее между настоящими лавами и туфами.

Туфолава представляет кислый флюидальный эффузив с многочисленными обломочками пирокластического материала (пемзы, шлака), захваченными при извержении или попавшими в нее в процессе излияния. Но не все авторы вкладывают одно и то же понятие в термин туфолава или туф.

Вопрос этот разобран К. Г. Шириняном (1961), который правильно считает, что один лишь структурный рисунок породы не может служить диагностическим признаком; между пламенными туфами и туфолавами Армении, имея в виду их структуру и составные части, мы на-

блюдаем полную противоположность: в одном случае включения лавы в обломочной массе и в другом—обломочной массы в лаве.

Происхождение пород с подобной структурой может быть весьма различным, и какой-либо один способ образования не исключает другой.

А. Н. Заварицкий (1947) после исследований четвертичных вулканических образований Армении предложил называть их игнимбритами. Но этот термин ряд исследователей также толкует по-разному, о чем свидетельствуют специальные статьи по этому вопросу, помещенные в сборнике «Туфолавы».

В своих выводах одни авторы отрицают возможность образования игнимбритов в понимании Феннера и Маршалла, другие, наоборот, приводят доказательства их наличия. В. П. Петров (1957) признает наличие в природе и туфолав, и игнимбритов. К последнему выводу примыкает и Е. Ф. Малеев (1959), уточняющий однако термин «игнимбриты»; последние представляют, по его заключению, черную породу, образовавшуюся из обломков, выброшенных в виде раскаленных туч из вулкана и затем сцементированных—сварившихся.

Однако ни при извержении вулкана Пеле в 1912 г., ни во время неоднократных извержений вулканов Камчатки игнимбриты не образовывались. Туфолавы и игнимбриты отличаются друг от друга, по Е. Ф. Малееву, одним очень важным признаком—характером цементации. Туфолавы представляют вулканические обломочные породы, сцементированные лавой, а игнимбриты—это пирокластические породы, состоящие из сваренных (спекшихся) кусочков лавы, обломков стекла и кристаллов; цемент в них отсутствует.

К. Г. Ширинян (1961, стр. 105) считает, что туфы ереванско-ленинского типа, их пламенные разновидности и пемзовые туфы анийского типа представляют образования из раскаленных кластических потоков.

Выдвигая игнимбритовую теорию образования туфов Армении, А. Н. Заварицкий считал, что существует ряд взаимных переходов ст типичных туфов к туфолавам, что первоначально для туфолав также была характерна пирокластическая структура, которая утрачена вследствие интенсивного сваривания частиц раскаленного пепла. К. Г. Ширинян (1961), возражая против такого общего заключения, правильно считает, что наблюдаемые постепенные переходы между туфами и туфолавами, равным образом и между другими петрографическими разновидностями пирокластических туфов, являются результатом не постмагматических изменений, а обусловлены последовательными изменениями характера извержений. Последний выражался в изменении количественного соотношения твердого раскаленного пеплового и жидкого остаточного лавового материала.

Согласно указанной теории, в процессе образования игнимбритов и туфов никакой роли не играет вода; между тем известно, что в магме может быть растворено до 5% газовых составных частей, главным образом воды. Пары последней в диссоциированном виде, выброшенные вместе с раскаленным пепловым материалом, охлаждались и, превра-

щаяся в воду, должны были в виде шламовых потоков сносить весь материал в пониженные участки рельефа, заполнять его и затем участвовать вместе с оклюдированными газами в тех физико-химических процессах, которые обусловили особенности туфовых лав различных типов.

П. И. Лебедев (1931) также считал весьма вероятным предположение, что для объяснения генетических особенностей туфовых лав арктического типа необходимо участие воды, что часть лавовых извержений протекала в подводных условиях. Но анализ геологических данных показывает, что все извержения третичных лав Арагаца имели субаэральный характер. Логичнее допустить образование воды из ее паров при вулканических извержениях.

Далее необходимо указать, что к востоку от Арагацкого нагорья в Агмаганском нагорье развита подобная же, того же возраста мощная вулканогенная толща, содержащая горизонты и свиты типичных туфобрекчий, туфов же арктического и бюраканского типов там и далее к востоку не встречено; эффузивы же обоих районов имеют совершенно сходный характер. Район Агмаганского нагорья приурочен к той же тектонической зоне, но с более глубоким положением древнего субстрата. Таким образом, различные тектонические условия районов обусловили резкое отличие их пирокластических образований (движение глыб субстрата, влиявших на процессы дифференциации в магматическом бассейне и отдельных его очагах).

СТРУКТУРА НАГОРЬЯ

Уже свыше 100 лет, со времени Ф. Дюбуа де-Монперё (1839) и Г. Абиха (1843 и 1867), Арагац (Алагёз) и Большой Арарат считаются мощными четвертичными потухшими вулканами центрального типа, а разделяющая их Ереванская котловина—«овоидом оседания», как компенсация за счет опустошенного магматического резервуара, из которого излились огромные массы лавы. В последние годы концепция «свода оседания» отпала, правильно заменившись молодым синклинальным прогибом, но представление об Арагаце, как о вулкане, отстаивается многими исследователями и поныне. Лишь К. Н. Паффенгольц еще в 1938 г. на основании своих первых наблюдений в этом районе, подкрепленных данными его исследований всей восточной части Малого Кавказа (1923—1935), высказался против указанного представления и оставался при своем мнении; собранные нами в дальнейшем новые факты подтвердили его концепцию.

Из характеристики стратиграфии пород Арагацского нагорья явствовало, что оно сложено двумя разновозрастными комплексами субаэральных вулканических пород, резко различающимися и по морфологии (фиг. 4). Собственно массив г. Арагац сложен мощной эффузивной толщей (с маломощными прослоями туфов), отчетливо дислоцированной; по периферии же его опоясывает почти сплошным плащом комплекс четвертичных лав и вулканических туфов (со своими центрами извержений). Четвертичные образования фациально связываются с фаунистически охарактеризованными озерными отложениями, а также речными террасами.

Любопытно отметить, что до наших исследований никто не указывал наличие дислокаций в эффузивной толще. В. М. Амарян (1960 и 1961), детально картировавший весь массив в последние годы, также их не отмечает; указанный автор (защитник концепции вулкана) подчеркивает (1960, стр. 193), что «лавы Арагаца обнаруживают согласное со склоном горы залегание»..., «кажущаяся брахиантиклиналь представляет структуру щитовидного вулкана с главным очагом излияния на вершине» и что «каких-либо следов пликативной складчатости как в лавовом комплексе Арагаца, так и на комплексе лав его вершинной зоны нами не встречено» (стр. 194).

Лишь для верховья р. Геховит (Дали-чай) у устья ее правого потока упомянутый автор отмечает, что «некоторые пласты акчагыльских лав (черные андезито-базальты) были деформированы от первичного залегания и падают в обратную сторону—СВ угол 10—15°, что является следствием местных движений».

Итак, за столетний период исследования Арагаца было отмечено лишь в одном пункте падение лав и то местное!

Наши детальные наблюдения по всему району показали, что нижняя часть вулканогенной толщи на северо-востоке, в отрогах Мисханского хребта, отчетливо падает полого (до 10°) на юго-запад, залегая на нивелированной поверхности интенсивно дислоцированных метаморфических сланцев кембрия-докембрия и верхнемеловых и эоценовых образований. На юго-западе, в районе Октемберянского плато, андезито-базальтовая толща основания арагацкого разреза падает полого на северо-восток, определяя, таким образом, общую синклинальную структуру Арагацкого района, общекавказского направления. Эта структура осложнена в центральной части массива отчетливой довольно крупной брахиантиклиналью того же простиранья. Шарнир ее падает в юго-восточном направлении—вниз по ущелью р. Геховит (Дали-чай) круче, чем в северо-западном—по ущельям Гехадзор (Гюзаль-дара) и Манташ.

Породы верхней части арагацкого разреза, слагающие северо-восточную группу вершин, отчетливо падают под углом 15—20—40° (см. фиг. 4 и 5) в северные румбы, а образования юго-западных вершин падают под теми же углами на юго-запад. Таким образом, в вершинной зоне Арагаца («кратерной») вырисовывается отчетливая антиклиналь (фиг. 15, 16 и 19); последняя осложнена на крыльях второстепенной складчатостью. Северо-восточная группа вершин представляет в структурном отношении сжатую синклиналь, а юго-западная группа—более пологую синклиналь. Указанным залеганием пород северных вершин и связанной с ним вертикальной отдельностью объясняется крутизна северного склона главной вершины (обрыв до 1 км) и его легкая разрушаемость (фиг. 21).

В северной части района, к северу от вулкана Голгат, низы вулканогенной толщи арагацкого разреза слагают пологую второстепенную синклиналь, а в районе Октемберянского плато—второстепенную пологую антиклиналь. В районе Анийского плато констатируется отчетливое антиклинальное поднятие; здесь вулканогенная толща на глубине около 700 м залегает непосредственно на породах древнего субстрата. Видимо, на юго-восточном продолжении этого поднятия находится сравнительно небольшая, отчетливо выраженная брахиантиклиналь района г. Артени (Большой Богутлу), сложенная обсидиано-липаритовой толщей; шарнир складки падает довольно круто на северо-запад. Далее к юго-востоку в этом же примерно направлении находится небольшая, но ясно выраженная брахиантиклиналь холма Зейва (фиг. 30) к юго-востоку от озера Айгер-лич.

По ущелью р. Касах (Абаран), к северу от сел. Аштарак, в андези-

то-базальтовой толще наблюдается отчетливая антиклиналь (фиг. 6) близширотного (ВСВ) направления. В Приереванском же районе давно уже установлены были (К. Н. Паффенгольц и др.) нормальные складки антикавказского направления: Шорахбюрская и Разданская антиклинали и разделяющая их синклиналь Канакерского плато. Последняя сложена мощной соленосной толщей, осложненной в ядре второстепенной складчатостью и различными формами соляной тектоники.

Шарнир Шорахбюрской антиклинали падает совершенно отчетливо на юго-запад, вследствие чего в указанном направлении замечается периклинальное падение пород. Складка замыкается, причем ее отчетливо оконтуривают (по данным скважин) андезито-базальты восточного края Канакерского плато (Джрвежского обрыва). Далее С. К. Арзуманян (1962) показывает на своей карте вдоль Джрвежского обрыва в гипсоносной толще сброс громадной (свыше 1 км) амплитуды, в пользу которого никаких данных не имеется. Равным образом, не констатируется приереванский кольцевой глубинный разлом, указываемый А. Т. Асланяном (1958) вдоль северного края Ереванской равнины.

Многие исследователи (в том числе и В. М. Амарян), отрицая факт дислоцированности арагацской толщи, объясняют наблюдаемые падения первичным залеганием лав (изливавшихся из Арагаца—огромного полигенного вулкана) на наклонной поверхности подстилающих пород, по которой они растекались. При этом лавы эти погребали под собой древний рельеф, сыграв, в основном, нивелирующую роль (С. П. Бальян, 1962). Затем указываются даже древние погребенные долины (Палеокасах), конус выноса погребенной мощной реки, выходящей на поверхность в современном эрозионном срезе и питающей группу мощных родников зоны Айгерлич—Верин Кулибеклу. Но полевые наблюдения и анализ карты и профилей показывают полную невероятность такого предположения. Указанные родники питаются мощным подземным потоком, приуроченным к контакту песчано-глинистой толщи эоцена и базальтов, поднимаясь затем вдоль разлома (см. выше).

За брахиантиклинальную структуру центральной части массива г. Арагац высказывался также и А. Л. Рейнгард (1939), полагавший, что в ядре этого поднятия скрывается интрузия. Последнее предположение весьма вероятно, так как только интрузивные породы могли обусловить наличие в «кратере» (ядре складки) обширной зоны гидротермально-измененных пород. С. П. Бальян (1950), на основании детальных геоморфологических наблюдений, также считает массив г. Арагац крупной брахиантиклиналью.

Так называемый «кратер» прежних исследователей представляет собой ледниковый цирк в верховье эрозионной, измененной ледником долины антиклинального строения. Подобный же цирк находится к западу, по другую сторону перевала, в верховье ущелья Гехадзор. Склоны цирка (ядра антиклинали) сложены перемежающейся толщей типичных туфобрекчий, туфов и дацитов; никаких шлаковых образований, столь типичных для вулканических конусов, здесь не констатировано. Наоборот,

породы нередко обладают плитняковой, массивной параллелепипедальной отдельностью. Пепловый материал туфов не мог бы, конечно, оседать непосредственно на стенах вулкана, а уноситься далеко от него; следовательно, этот материал принесен сюда, а не извергнут из «кратера» Арагаца.

Далее, по склонам цирка (см. фиг. 4 и 16) эти породы подвержены сильному гидротермальному изменению—пиритизированы, частично каолинизированы и алунитизированы; местами с поверхности лимонитизированы. Подобные явления совершенно неизвестны в четвертичных лавах Армении и наблюдаются весьма часто во многих пунктах развития кайнозойских вулканогенных толщ в связи с третичными интрузиями. Так, например, К. И. Карапетяном (1962) было осмотрено 108 вулканов Айоцдзора (Даралагёза) и Гегамского нагорья, и только в кратере одного из них—Западного Агусара—были отмечены незначительные явления опализации шлаков.

Таким образом, указанное наличие гидротермально-измененных пород в ядре антиклинали, в верховье р. Геховит, позволяет предполагать здесь нахождение на глубине третичной интрузии, не вскрытой эрозией.

Для окончательного выяснения этого вопроса крайне желательно проведение скважины (600—800 м) в ущелье р. Геховит ниже водопадов, в урочище Мхов-ахбюр.

Кроме вышеописанных форм пликативной дислокации, в исследованном районе констатированы также и дизъюнктивные нарушения. На северо-восточном подножье массива г. Арагац закартирован крупный сброс общекавказского направления, имеющий протяжение, видимо, более 60 км; проходит он от перевала к северу от г. Араилер (Карны-Ярых) к вулкану Голгат и далее—к северо-западу. Возраст его вероятнее всего верхнеэоценовый, но затем он временами омолаживался, так как по нему произошло трещинное излияние вюрмских лав (типа Е) Абаранского потока и к нему же приурочены вулканические конусы Голгата, давшие излияние в среднечетвертичное время (тип С). В средней части указанный сброс дает ответвление в южном направлении, где к концу его приурочено трещинное излияние лав Варденутского потока (тип С), которому предшествовало довольно мощное извержение черных туфов. На юго-восточном конце главного сброса к нему приурочена небольшая интрузия габброидов верхнеэоценового возраста.

На юго-восточном подножье массива разлом, несомненно, проходит по оси Зейвинской брахиантиклинали (рис. 30); опущено юго-западное крыло. Только наличием такого сброса может быть объяснено появление близ вершины этого бугра крупных источников; плоскость сброса является барражем для мощного подземного потока на контакте андезитобазальтовой свиты нижнего олигоцена и подстилающих песчано-глинистых образований эоцена.

Кроме указанных, существуют, вне сомнения, и другие разломы, не фиксирующиеся пока за недостатком маркирующих горизонтов в эффузивной толще. На их вероятное наличие указывает рядовое расположе-

ние вулканических шлаковых конусов—центров излияния лавы извержения туфов. При этом необходимо подчеркнуть, что большинство их должно иметь общекавказское направление; не исключены, конечно, разломы, диагональные к указанному простиранию.

Массив г. Арагац окаймляет по его периферии ряд котловин, выполненных озерно-речными и водно-ледниковыми накоплениями четвертичного возраста, залегающими горизонтально.

Большой интерес представляет образование чаши бывшего Ленинанканского озера, которая была, несомненно, смешанного тектонически-запрудного типа. По данным буровых скважин, строение котловины оказалось следующим. Мощность озерной толщи вместе с покрывающими ее наносами достигает 400 м; в нижней своей части она прослаивается на севере базальтами (тип В), отвечающими таковым ущелья р. Ахурян в районе сел. Канлиджа, а в верхней части на востоке—андезито-базальтами голгатского потока (тип С). В скважине сел. Ахурик под озерной толщей встречена мощная (свыше 900 м) толща туфобрекчий, подстилаемых свитой (90 м) глин и глинистых сланцев, ниже которых идут плагиограниты (свыше 40 м). Срок существования озера устанавливается достаточно точно на основании следующих данных. Под озерную толщу погружаются гюнцская и миндельская террасы, а врезана в нее рисская; таким образом, возраст озерной толщи определяется интервалом времени от гюнца до риса включительно. Анализ высотных отметок подошвы озерной толщи показывает следующее: отметка ее у сел. В. Джрапи (Кигац) около 1400 м, а в забое ленинанканской скважины—1230 м, падение ложа получается на юге около 7 м на 1 км (0,007) к северу, а на севере—около 40 м на 1 км (0,040) к югу, т. е. наибольшая глубина чаши была ближе к предгорьям Есаульского хребта. Сюда, судя по карте, должен продолжаться вышеописанный Абаранский сброс.

Поверхность горизонтально залегающей толщи глин—около 1500 м; исходя из анализа этих цифр можно полагать, что первоначальная озерная котловина имела тектоническое происхождение (глубина около 150—200 м). Затем, в результате вулканических извержений в районе Ани-Агин—Барцрашен (Бабурли) образовалась подпруда, постепенно наращивавшаяся, о чем свидетельствует переслаивание озерных глин с вулканогенными образованиями указанного района.

Извержение своеобразных пирокластических накоплений агинской толщи, вероятно, связано с разломом ССВ направления, который может ограничивать древнюю Ленинанканскую котловину на востоке (между Ленинанканом и вулканом Голгат).

В подстилающих озерные отложения породах имеются, несомненно, и более древние разломы, временами оживляющиеся (о чем говорит повышенная сейсмичность района). С ними возможно связывать появление в некоторых скважинах из-под озерной толщи больших количеств спонтанного углекислого газа; последний возможно обусловлен тепловым воздействием лав (журней потоков) на карбонатные породы сенона.

Далее анализ вышеприведенных цифр, морфология района и геоло-

гические разрезы показывают, что до образования впадины р. Ахурян текла от района устья р. Карс-чай в юго-восточном направлении по Баграванской (Бугдашенской) долине; последняя представляет ныне слепую, хорошо разработанную широкую безводную долину с ничтожным бассейном. Естественно, что разработать ее могла лишь более мощная река. Далее к югу и юго-востоку древняя р. Ахурян текла в р. Мастару, широкая долина которой также не отвечает ее нынешнему бассейну.

Водораздел между рр. Мастара и Ахурян (в северо-западной части Октемберянского плато) находится местами на расстоянии всего 0,5 км от каньона р. Ахурян. Поэтому можно полагать, что после образования запруды сток из Ленинанканского озера к концу его существования происходил в юго-западном и юго-восточном направлениях (оглябая Ани-ское плато—запруды), где он использовал безымённый приток Аракса; стекавший с Карского плато.

Абаранская котловина также тектонически-запрудного типа; она начала формироваться лишь с рисского времени, т. е. с начала осушения Ленинанканского озера. Подпрудой явились туфы и лавы Варденутского потока (тип С), а затем лавы Аштаракского потока (тип D). Лавы последнего (андезито-базальты) в районе сел. Мугни наблюдаются ныне и на левом борту каньона р. Касах (фиг. 4 и 7), из чего вытекает бесспорный вывод, что пропил ущелья начался после излияния этих лав, т. е. в вюрмское время. Отсюда срок существования озера определяется интервалом времени от рисса до вюрма включительно.

Л. Н. Леонтьев (1945) произвел интересный опыт подсчета времени образования Касахского каньона в районе сел. Сагмосаванк (где глубина его достигает 230 м). Относя лавы Аштаракского потока к типу Е, т. е. считая их послевюрмскими, указанный автор определяет величину эпейрогенического поднятия в среднем 10 мм в год. Ввиду того, что упомянутые лавы являются в действительности более древними (тип D), то, произведя соответствующие перерасчеты, получим цифру всего около 0,5—1 мм в год.

Река Касах в дочетвертичное время имела сток в южном направлении, о чем свидетельствует останец нижеописанной (стр. 63) эрозионной террасы (+400—600 м) по левобережью р. Касах к западу от сел. Варденут. Затем до подпруды она текла по долине р. Шахвард, ширина и разработанность которой не отвечает ее бассейну, что отметил уже Б. Л. Личков (1931). Далее, до пропила запруды озерный сток происходил, вероятно, также в юго-восточном направлении через низкий перевал к северу от г. Араилер—в правый приток р. Раздан, бассейн которого слишком мал по сравнению с нынешним ущельем.

Ереванская (Араратская) котловина представляет синклинальный прогиб нижнечетвертичного времени, судя по погружению верхней (гюнцской—верхнеапшеронской) террасы. Прогиб этот постепенно углублялся в течение всего постплиоцена, так как все четыре террасы погружаются, образуя «ножницы». Недислоцированной является лишь надпойменная терраса.

Наивысшая абсолютная отметка озерных глин Ереванской котловины около 780 м, низшая—580 м; откуда величина прогиба определяется примерно в 200 м (т. е. отвечает относительной высоте верхней террасы). Всюду озерная толща подстилается сильно размытыми андезито-базальтами основания арагацкого разреза; в восточной части котловины она была временно подгружена лавами Малого Арарата (тип В).

В заключение следует отметить результаты геофизических исследований, произведенных в Арагацком районе.

Неовулканический пояс Армянского нагорья характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести, достигающими в редукции Буге 140 мгл. Теоретически это указывает на глубокое погружение подошвы земной коры в этом поясе. Арагац расположен в наиболее сильно прогнутой области пояса. Согласно профилю по линии Астрахань—Грозный—Тбилиси—Ленинакан, приведенному Л. К. Татевосяном (1961), поверхность разрыва Мохоровичича плавно погружается к гор. Грозному (от 44 до 52 км). Под Большим Кавказом дальнейшее погружение и мощность земной коры увеличиваются до 54—55 км. При пересечении Куринской депрессии поверхность Мохоровичича несколько вздымается, а дальше к югу снова погружается примерно до того же уровня, что и под Главным хребтом (в Ленинакане 52—56 км). В общем максимальная амплитуда погружения нижней границы земной коры от Астрахани до Ленинакана—10—11 км. Интересно отметить, что на Араратской равнине и Казахе она находится на глубине 44—48 км, а в Ереване—48—52 км.

Гравитационное поле Арагацкого района характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести и разделяется, по Ш. С. Оганисяну (1958), на несколько зон, протягивающихся в северо-северо-западном направлении.

От Октемберянского района по направлению к сел. Мастара протягивается зона (суживающаяся к северу) со значениями силы тяжести от—59 до—75 мгл; по обе стороны к юго-западу и северо-востоку ее ограничивают зоны со значениями от—75 до—91 мгл; далее к юго-западу (район устья р. Ахурян) и к северо-востоку (полосы Аштарак—Канакер) следуют зоны со значениями от—91 до—109 мгл. Район г. Араилер попадает в следующую к северо-востоку зону со значениями от—109 до—129 мгл.

Надо указать, что границы этих зон не совпадают с выделенными современными структурными комплексами. Объясняется это тем, что гравитационные аномалии отражают глубинную структуру, сложившуюся на протяжении всей истории геологического развития данной области. Они характеризуют наиболее подвижные участки субстрата, разбитого сбросами на отдельные блоки, вследствие чего рельеф поверхности кристаллического фундамента является изменчивым, а слагающие его породы обладают различной плотностью.

Однако не всегда существует прямая зависимость между рельефом субстрата и аномалией силы тяжести; нередко имеет место обратное явление. Ш. С. Оганисян (1958, стр. 52) отмечает, что Арзаканский древний

кристаллический массив характеризуется аномалиями от—110 до—130 мгл, а в районе сел. Тазагюх, где субстрат вскрыт на глубине 520 м, значения аномалий силы тяжести достигают—60 мгл.

Такое различие обусловлено, видимо, наличием в Арзакане крупных масс кислых интрузивных пород, отсутствующих на юге.

Крупный минимум силы тяжести (на общем отрицательном фоне), констатированный в привершинной части г. Арагац, вне сомнения связан с нахождением в ядре антиклинали («кратере» других исследователей) крупной, не вскрытой эрозией гранитоидной интрузии (стр. 25).

Далее следует коснуться данных электрозондирования, произведенного в Октемберянском районе в 1942 г. Этот метод геофизической разведки в этом районе себя не оправдал; так, например, электропрофилирование по линии ст. Октемберян—сел. Шамиран показало контакт эффузивной и глинисто-мергельной свит на глубине около 900 м (в сел. Шамиран), в то время как, по данным бурения (1961), мощность базальтов оказалась всего около 65 м. Этим отчетливо определяется падение контакта к югу (а не к северу, как полагали раньше); в районе сел. Шамиран вырисовывается поднятие, отвечающее, видимо, по простиранию к западу Богутлинской антиклинали, а к востоку—юго-востоку—Зейвинской.

Интересно отметить результаты магниторазведочных исследований, произведенных в восточной части Араратской котловины и Приереванском районе (Ц. Г. Акопян, 1960). Магниторазведка выявила в ряде случаев погребенные третичные и более древние структуры (не покрытые лавами), тектонические нарушения, а также интрузивные массивы. Для однозначного истолкования некоторых аномалий в районах развития эффузивов необходимо комплексное применение двух методов—магниторазведки и гравиразведки.

Далее Ц. Г. Акопян (1955—1958) делает попытки стратиграфической корреляции новейших вулканогенных образований методом магнитных исследований, не давшие, однако, положительных результатов. Так, например, указанный автор приходит, в частности, к выводу о том, что долеритовые базальты Приереванского района и подножья массива г. Арагац являются совершенно тождественными образованиями с лавами Лорийского плато. Такое заключение совершенно невероятно, так как первые являются, во всяком случае, третичными, а лавы Лорийского потока перекрывают террасу среднечетвертичного возраста.

На геологических разрезах складки показаны в соответствии с наблюдаемыми данными падений пород, их мощностей, разрезов буровых скважин, геофизических данных. Местами они, конечно, в известной мере гипотетичны и построены по данным регионального характера (см. ниже).

ВОЗРАСТ ПОРОД

Арагацское нагорье сложено, как указывалось, двумя разновозрастными комплексами пород—третичного и четвертичного возрастов. Собственно массив г. Арагац сложен единым мощным отчетливо дислоцированным вулканическим субаэральным комплексом, в породах которого никаких остатков фауны и флоры пока не обнаружено. Поэтому вопрос о его возрасте может решаться лишь косвенным путем, по взаимоотношению этого комплекса с перекрывающими и подстилающими образованиями, а также региональным путем—прослеживанием свит по простиранию, где в вулканогенно-осадочных их фациях встречена характерная руководящая фауна.

Массив г. Арагац не является изолированным в системе Армянского вулканического нагорья, он связан с ним самым тесным образом, наличием общего пьедестала, на что указывал уже Б. Л. Личков (1931). Этим общим пьедесталом является, по нашим исследованиям, свита андезито-базальтов основания арагацской эффузивной толщи.

Возраст четвертичных лав и туфовых образований (еревано-ленинканского типа—террасовых) Арагацкого района обосновывается, как указывалось выше, достаточно точно. Они фациально хорошо увязываются с фаунистически охарактеризованными озерными осадками и соответствующими террасовыми накоплениями.

В. М. Амарян (1962) объединяет бюраканские и аштаракские (Мугни-Сагмосаванк) туфы, относя их к верхнему плиоцену; туфы же Артикского района, Октемберянского плато, района Кызылов и др. он синхронизирует с туфовыми образованиями еревано-ленинканского типа (террасовыми, по нашей терминологии), считая их среднечетвертичными. Такое стратиграфическое разделение туфов является в корне неверным.

Взаимоотношение четвертичных лав Аштаракского и Абаранского районов с развитыми здесь озерными отложениями и вулканическими туфами выявляется с совершенной отчетливостью в окрестностях сел. Агнагох..

Указанное селение расположено на останце андезито-базальтов Аштаракского потока, под которым обнажаются черные туфы, являющиеся фациальным аналогом андезито-дацитовых лав Варденутского

потока (в свою очередь отчетливо перекрывающихся аштаракскими лавами).

Ниже селения по ущелью упомянутые туфы подстилаются и перекрываются озерными отложениями (фиг. 18). Последние далее вниз по ущелью выклиниваются, и у устья его туфы залегают непосредственно на третичных андезито-базальтах Касахского ущелья, протягиваясь вдоль его бортов до района сел. Аштарак. Располагаются они здесь на эрозионной террасе относительной высоты +150 м (отвечающей миндельриссу), перекрываются лавами Аштаракского потока и непосредственно соединяются («сливаются») с туфами Егвардского плато.

Таким образом, возраст варденутских лав и их туфов определяется как рисский, т. е. они должны быть отнесены к типу С; перекрывающие их лавы аштаракского (Базарджукского) потока относятся к типу D, а абаранские лавы, залегающие на размытой поверхности озерных отложений и нижней террасе, являются поствюрмскими (тип Е).

Из вышеизложенного явствует с несомненностью, что туфы Егвардского плато и района Бюракана являются разновозрастными, так как последние, как указывалось, прослаивают эффузивы нижней части арагацкого разреза. Раньше же все туфы Арагацкого нагорья всеми (и нами—по литературным данным) относились к четвертичному времени.

В. М. Амарян (1960) относит аштаракские лавы к поствюрму, варденутские же отделяет от их туфов, искусственно разделяет на две части, относя их соответственно к первому и второму излияниям Арагаца, т. е. к верхам апшерона и низам постплиоцена (по его геохронологии). Лавы (андезито-дациты) Абаранского потока, явно поствюрмские, упомянутый автор параллелизует с андезитами и андезито-дацитами вершинной зоны (поствюрмскими, по его концепции), что совершенно невероятно. Абаранские лавы перекрывают вюрмскую террасу, а лавы вершинной зоны Арагаца венчают собой единый мощный согласный комплекс эффузивов; никаких следов перерыва под ними никем не констатировано (фиг. 10).

Равным образом достаточно точно определяется, по отношению к ленинканской озерной толще и террасам, относительный возраст лав Амасийского потока, Малого Артени и вулкана Голгат, что было разобрано выше.

Затем следует привести еще один крайне важный факт. В. М. Амарян (1960) впервые обнаружил на восточном склоне массива г. Арагац, на абсолютных отметках от 2000 до 2500 м на плиоценовых (по его мнению) лавах многочисленные обломки (иногда окатанные) пород комплекса Памбакского хребта (палеозойские метаморфические сланцы и лейкократовые граниты, эоценовые туфиты, верхнемеловые известняки и др.). На основании этого весьма важного факта, упомянутый автор предполагал, что источником указанных обломков является сам Арагац (выходы древнего субстрата выше по склону—под четвертичными, по его мнению, лавами привершинного плато). Такое объяснение этого факта является, конечно, весьма искусственным, связанным с предвзятой концепцией автора о молодом возрасте эффузивов Арагаца.

По нашим повторным наблюдениям указанный участок склона Арагаца представляет остаток древней эрозионной террасы, относительная высота которой над р. Касах достигает 400—600 м. Эта древняя денудационная поверхность, вероятнее всего, среднеплиоценового времени; она свидетельствует, что андезиты и андезитодациты, в которые она врезана (первого излияния Арагаца, по В. М. Амаряну), во всяком случае древнее акчагыл-апшерона. Далее, указанный автор утверждает, что им в Арагацком районе нигде не было констатировано налегание туфов на поверхность каких-либо речных террас (1962, стр. 8); он считает, что, наоборот, террасы эти, вопреки описанию Б. Л. Личкова (1931), выработаны в плиоплейстоценовых лавах, а также в рассматриваемых туфах и вмещающих их озерных отложениях. В этом отношении он примыкает к подобному выводу Е. Е. Милановского (1956) относительно взаимоотношения туфов и террас долины р. Памбак.

Опровержение указанной невероятной концепции не требует многословных разъяснений; достаточно спросить автора, что представляют в морфологическом отношении водно-ледниковые и другие валунно-галечные отложения (Q_3), показанные на его разрезе (у старого Аштаракского моста) под лавами базарджукского (Аштаракского) потока? Дальнейшие комментарии излишни.

А. Т. Асланян (1958, стр. 161) считает лавы Голгата и Арагаца одновозрастными, причем их вулканическая деятельность началась, по его мнению, еще в акчагыльское время. Но такая концепция явно противоречит фактам.

Лавы Голгата подчинены (фациально связаны) четвертичной ленинаканской озерной толще, последняя же (и ее эквиваленты) перекрывает долеритовые базальты основания эффузивной толщи Арагаца при отсутствии в ней перерыва. Далее, к юго-западу от вулкана Голгат, по ущелью Еганляр, по правому его борту отчетливо видно [по данным А. Н. Заварицкого (1953) и нашим наблюдениям (1962)] налегание лав края Голгатского потока на речной аллювий с образованием так называемого пещерного горизонта; под ними и по левому борту оврага обнажаются андезито-базальты нижней части арагацкого разреза.

По северной окраине Голгатского потока его лавы залегают на отчетливо дислоцированных эффузивах (роговообманковые андезиты, их туфобрекчии и туфоконгломераты, а также туфопесчаники) массива г. Арснакар (Гялин-кая, 2488 м), которые А. Т. Асланян (1958) относит к мэотис-понту. По нашим наблюдениям, они отвечают примерно средней части арагацкого разреза. К мэотис-понту А. Т. Асланяном (1958) и Б. М. Амаряном (1961) также отнесены туфобрекчии Агинского района, которые они считают древнейшими в разрезе Арагаца, залегающими в его основании. Такой вывод является явно неверным, так как выше были приведены достаточно убедительные данные в пользу их нижнечетвертичного возраста.

Таким образом, из вышеприведенных нами данных явствует, что эф-

фузивная толща (верхи ее) массива г. Арагац должна быть во всяком случае древнее постплиоцена.

В. М. Амарян (1960, 1961) расчленяет эту единую эффузивную толщу на несколько частей, относя их по возрасту к интервалу времени акчагыл—апшерон—поствюрм. Такое заключение явно противоречит всем наблюдаемым нами данным о стратиграфическом положении и взаимоотношении лав.

Описывая детальные разрезы по каньонам рр. Амберд и Амнур, В. М. Амарян (1962) неоднократно подчеркивает, что выделенные им отдельные свиты и горизонты эффузивов и туфов залегают на «сильно эродированной поверхности» предыдущих образований. Далее указанный автор добавляет, что «выделенные им четыре отдельных стратиграфических горизонта туфов—туфолав, разделены друг от друга лавами, а местами аллювиально-делювиальными, озерными, озерно-речными и другими отложениями» (1962, стр. 6).

На карте же и разрезах эти рыхлые накопления им не показаны; нами они нигде не наблюдались.

Массив сложен, как указывалось, единым мощным (до 2,5—3 км) отчетливо дислоцированным вулканическим комплексом, сложенным в основании толщей основных эффузивов (андезито-базальты и базальты), сменяющихся сверху постепенно, через промежуточные разности, кислыми излияниями, вплоть до щелочных дацитов и липаритов. К. Н. Паффенгольц давно указывал на принадлежность этой толщи, на основании региональных данных, к олигоцену; другие же исследователи считают ее верхнеплиоценовой, относя нижнюю часть толщи (основные эффузивы) к акчагылу, а среднюю (более кислую)—к апшерону (А. А. Габриелян, 1947, 1948; А. М. Асланян, 1949, 1950). Такой вывод основывался на неправильном толковании упомянутыми авторами разрезов двух районов описываемой области, являющихся опорными для ее стратиграфии.

Юго-восточное подножье массива г. Арагац представляет обширное плато (Октемберянской), сложенное слабодислоцированными андезито-базальтами (оливиновыми) и базальтами основания арагацской толщи. Под ними, по ущельям рр. Ахурян и Аракс, залегает интенсивно дислоцированная песчано-глинисто-конгломератовая толща лагунного типа с малохарактерной пресноводной и солоноватоводной фауной, а также флорой. А. Т. Асланян (1958, стр. 120) относит ее без должной критики к мэотису и мэотису-понт (нижнеахурянская свита), почему возраст андезито-базальтов определяет, принимая, очевидно, во внимание наличие орофазы, трансгрессии и агинской толщи туфобрекчий (мэотис-понт по его трактовке)—как верхнеплиоценовый.

При этом указанную единую толщу основных эффузивов плато упомянутый автор (1958, стр. 166) искусственно рассекает на две части—западную и восточную. Лавы последней (оливиновые андезито-базальты) он считает уже среднечетвертичными, полагая, что они залегают на галечниках террасы относительной высоты 20—25 м. В действительности, по нашим наблюдениям, такого деления лав нет, и они отчетливо

перекрываются галечниками высокой (гюнцской) террасы, погружающейся к юго-востоку под озерные отложения Араратской котловины, почему относительная высота террасы в указанном направлении, естественно, уменьшается, достигая уреза реки.

Упомянутые андезито-базальты протягиваются вверх по каньону р. Ахурян до района сел. Ани, подстилая анийскую свиту туфопесчаников, пемз и базальтов (их перекрывающих). А. Т. Асланян же считает (1958, стр. 132), что андезито-базальты (нижние) протягиваются от района ст. Ани к югу лишь до сел. Карабаг и далее к нижнему течению реки выклиниваются, уступая место верхнему потоку смоляно-черных дацитов. Последние, по его мнению, пришли сюда с запад—северо-запада, со стороны Карского плато, приходя впритык к лавовому потоку, стекавшему из вулканических центров юго-западного склона Арагаца, к ССВ от ст. Кармрашен (Карабурун). Эту сложную, противоречащую нашим детальным полевым наблюдениям концепцию принял впоследствии полностью В. М. Амарян (1961).

Вышеупомянутая осадочная толща левобережья рр. Аракс и Ахурян слагает, по нашим наблюдениям 1961 г., на участке между сс. Шаварут и Бахчалар (выше по ущелью склон задернен) две широтные складки с довольно пологими крыльями (от 15—20° до 35—40°—южное крыло северной складки)—антиклиналь в районе сел. Шаварут и синклиналь в районе сел. Хербеклю; ось последней далее к западу, по правобережью р. Аракс, проходит по перевалу к югу от вершины Кызыл-кая (1180 м). Шарниры складок падают полого на восток.

А. Т. Асланян (1958, стр. 121) указывает в этом районе на участке между сс. Шаварут и Карабаг в этих отложениях (относимых к мэотису) три параллельно расположенные антиклинальные складки близширотного направления. По ущелью р. Аракс, к востоку от сел. Шаварут, по указанному автору (1958, стр. 118), встречены выходы сармата, связанные с предыдущей толщей постепенными переходами.

Наличие сармата здесь сомнительно, так как в указанном месте наблюдается восходящий разрез (южное крыло антиклинали, сложенной «мэотисом»).

Указанная осадочная толща получает широкое развитие по правобережью рр. Аракс и Ахурян, где слагает район известного Кульпинского месторождения каменной соли, хорошо описанного впервые Г. Абихом (1882, 1889), затем Н. Барбот де-Марни (1888) и А. М. Марголиусом (1909).

Геологический разрез этого района, по данным Н. Барбот де-Марни, детально его изучившего, представляется в следующем виде (сверху вниз; дается в обобщенном виде).

1. Соленосные и гипсоносные мергели и глины, общей мощностью свыше 400 м. В верхней части (150 м) пластообразные залежи соли.
2. Перемежающаяся пестроцветная толща песчаников, конгломератов, глин и мергелей. Общая мощность около 750 м. Встречены отпечатки

листьев (*Salix angusta* Braun), плохой сохранности пресноводные моллюски, а также остатки позвоночных.

3. Желтые и серые мергели, песчаники и конгломераты. Встречены обугленные растительные остатки, пропластки угля, а также *Paludina succineiformis* Sandb. Мощность значительная.

Указанный автор подчеркивает непрерывность разреза.

Вышеописанный разрез осадочной толщи правобережья рр. Аракс и Ахурян полностью отвечает таковому Приереванского района (бассейна р. Шорахбюр). С. К. Арзуманян (1962), неправильно интерпретируя данные буровых скважин Октемберянского плато, находит в них различия: им без достаточного обоснования выделяются в октемберянском разрезе две пестроцветные свиты (нижняя и верхняя), разделенные мощной (1800 м) свитой песчано-глинистых пород. Нижняя пестроцветная свита считается им трансгрессивной, в то время как по правобережью указанных рек, в районе Кульпинского месторождения каменной соли разрез является согласным и констатирована лишь одна пестроцветная толща (при мощности 750 м).

Далее указанный автор сопоставляет геологические разрезы Октемберянского, Приереванского и Нахичеванского районов, считая их отложениями разновозрастными; такой вывод является неправильным, так как шорахбюрская толща бесспорно подлелжит вулканогенно-осадочной толще района Вохчаберд-Гегарт, для которой в последние годы доказывается на основании нуммулитовой фауны олигоценовый возраст (см. ниже).

Против устья р. Ахурян по правому берегу р. Аракс (г. Кызыл-кая), а также далее к ЮЮЗ, в вершине Гюн-гермас (1351 м) на карте Г. Абиха (1882) среди вышеуказанной пестроцветной толщи показаны известняки, содержащие нуммулитовую фауну (*Nummulites intermedius* Arch., *N. laevigatus* Brug., *N. perforatus* Montf.), которую он склонен был относить уже к олигоцену. Известняки г. Кызыл-кая по своему стратиграфическому положению отвечают песчанистым известнякам с богатой фауной горизонта Кярим-мулла приереванского (Шорахбюрского) разреза.

Осадочная толща левобережья рр. Аракс и Ахурян отвечает полностью вышеприведенной третьей свите Н. Барбота де-Марни (желтые и серые мергели, песчаники и конгломераты). Граница с вышерасположенной пестроцветной свитой проходит по ущелью р. Аракс к югу от сел. Шаварут, поэтому непонятно указание А. Т. Асланяна (1958) о выходах ее у развалин гор. Ервандашат (в районе устья р. Ахурян). Нами отложения красноцветной толщи в этом пункте не наблюдались, на карте же Г. Абиха (1899) и А. М. Марголиуса (1909) здесь показан олигоцен.

Пестроцветная толща выше по ущелью р. Ахурян обнажается лишь в районе сел. Карабаг; таким образом, в структурном отношении районы нижнего течения р. Ахурян представляет крупную антиклиналь близширотного направления, осложненную рядом второстепенных складок, а также, вероятно, дизъюнктивными нарушениями.

Вся толща пород Кульпинского района собрана в ряд складок (близ-

широтных), уходящих по левобережью рр. Ахурян и Аракс под базальты Октемберянского плато. К востоку эта толща протягивается на громадное расстояние вверх по ущелью Аракса и в районе гор. Кагызмана интродуцирована основными и ультраосновными породами, слагающими крупные массивы. В гипсо-соленосной и пестроцветной толщах, близ контакта с указанными интрузиями, констатированы (А. М. Марголиус, 1909) многочисленные рудные проявления (мышьяка, полиметаллов, меди, золота, пирита).

В Армении возраст подобных основных и ультраосновных интрузий определен с достоверностью как верхнеэоценовый, почему вышеописанная кульпинская гипсо-соленосная толща никак не может быть моложе верхнего эоцена.

А. Т. Асланян (1950) относит эту толщу по левобережью рр. Аракс и Ахурян к верхнему миоцену и считает ее ингрессивной, а вышеуказанную вершину Кызыл-кая с нуммулитовыми известняками—эрозионным останцом, который облекается кульпинской толщей. При такой концепции совершенно непонятен механизм сминания в правильные складки пород ингрессивной и включающей толщ, при наличии близкого жесткого нижнепалеозойского субстрата. Далее все же остается факт прорывания этой толщи ультраосновными породами; подобных постмиоценовых (т. е. плиоценовых) интрузий и оруденения на всем Малом Кавказе не известно.

Таким образом, анализ вышеприведенных данных приводит нас к несомненному выводу о верхнеэоценовом возрасте кульпинской толщи, подлежащей базальтам Октемберянского плато.

Далее к востоку—северо-востоку основные эффузивы Октемберянского плато прослеживаются в непрерывных обнажениях в Приереванском районе, где они слагают к северу от гор. Еревана так называемое Канакерское плато. Последнее представляет пологую синклираль антикавказского направления, шарнир которой погружается полого к юго-западу. При этом следует напомнить, что начиная от меридиана р. Касакс далее к востоку в андезито-базальтовой свите начинают появляться (по данным буровых скважин) прослои осадочных пород (глины и др., см. выше).

По данным буровых скважин и обнажений по краям Канакерского плато (см. фиг. 4 и 5) под базальтами обнажаются так называемые пестроцветные и гипсо-соленосные толщи Приереванского района, которые совершенно идентичны таковым вышеописанного кульпинского разреза. Здесь они также отнесены были В. В. Богачевым, А. А. Габриеляном и другими, на основании нехарактерной фауны, к верхнему миоцену. К. Н. Паффенгольц (1948) всегда считал их верхнеэоценовыми. Интересно отметить, что на карте Г. Абиха (1886) она показана по ущелью р. Раздан олигоценовой (т. е. однозначной с таковой района устья р. Ахурян; см. выше).

Образцы пород всех выделенных третичных толщ Приереванского района были подвергнуты Я. Б. Лейе (1960) палинологическому анализу, в результате которого ею были созданы эталоновые спорово-пыльцевые

комплексы, которые в последующих исследованиях будут служить надежными реперами. Приведенная указанным автором схема расчленения третичных толщ Приереванского района, по данным палинологии, значительно отличается от схем расчленения по макро- и микрофауне А. А. Gabrielyan, А. Т. Aslanyan, Н. А. Saakyan и С. А. Bublikyan. Вместе с тем схема Я. Б. Лейе почти полностью совпадает со схемой К. Н. Паффенгольца (1938), где определения микрофауны произведены Н. Н. Суботиной, а макрофауны—А. К. Алексеевым. Небольшие различия, которые наблюдаются между схемой К. Н. Паффенгольца и схемой Я. Б. Лейе, вполне допустимы, ибо изменения животного мира не соответствуют фазам развития растительного мира.

В скважине у сел. Аван, проведенной по оси упомянутой синклинали (К. Н. Паффенголец, 1959, стр. 124, рис. 13), в гипсо-соленосной толще констатирована громадная залежь каменной соли (А. И. Месропян, 1959), интродуцированная эссекситовым габбро; вокруг него в соли отмечена мощная скаполитовая зона. Эта интрузия также может сопоставляться с подобными верхнеэоценовыми—офиолитового пояса Армении, хотя некоторые исследователи склонны считать ее корнем излияния базальтов плато, т. е. более молодой.

Для эффузивной толщи Канакерского плато К. Н. Паффенголец (1938) давно установил нижнеолигоценовый возраст; А. А. Gabrielyan относит ее к акчагылу, а А. Т. Aslanyan (1949)—к верхнему сармату (см. ниже). Указанная толща в последние годы разбурена многочисленными поисковыми и разведочными скважинами на соль. Керны эффузивов, пройденных этими скважинами, хорошо описаны А. А. Адамян (1961). Анализ их разрезов показал следующую показательную картину. В западной части плато толща сложена в основании оливиновыми андезитобазальтами, сменяющимися кверху долеритовыми базальтами; на разных горизонтах встречаются тонкие прослои шлаковых образований. Подстилается толща здесь гипсо-соленосными отложениями.

В восточном направлении по юго-восточному крылу синклинали под этой толщей появляются туфобрекчии, потоки эффузивов уменьшаются в мощности, начинают прослаиваться туфобрекчиями, туфоконгломератами, глинами, туфогенными песчаниками и др., которые далее к востоку приобретают все большую мощность и слагают так называемую вохчабердскую вулканогенно-осадочную толщу. Таким образом, этот район представляет классический пример быстрой смены фаций, на что в свое время, еще до проведения скважин, обратил должное внимание К. Н. Паффенголец (1938). Факт этот вначале многими исследователями толковался превратно (объяснялся перерывами, трансгрессиями и т. п.).

Вохчабердская толща на юге, непосредственно к северу от сел. Вохчаберд (фиг. 31), сложена вулканогенными образованиями; далее к северу и северо-западу, в районе сс. Мангюс—Теджрабак—Кюзаджик, в ее сложении начинают участвовать фациально с ней связанные глины, известняки (пресноводные), песчаники, конгломераты и др. Здесь же необходимо подчеркнуть, что к северо-западу от сел. Теджрабак на

базальтах еще П. П. Гамбаряном (1934) указывались останцы глин и известняков с пресноводной фауной, идентичных таковым района сел. Мангюс. Эту взаимосвязь фаций района указанных селений значительно позже признал А. Т. Асланян (1949), но отрицал связь вохчабердской толщи с канакерскими базальтами, выделив последние в самостоятельную свиту и отнеся ее, в согласии с А. А. Gabrielyan, к акчагылу. Вохчабердскую же толщу, на основании скудной полупресноводной фауны, встреченной в районе сел. Мангюс, он относит к верхнему сармату. В нижней части толщи к западу от сел. Вохчаберд он выделяет так называемую «белесоватую свиту», считая ее маркирующей и что она далее к западу (т. е. под базальтами плато) смыкается с гипсоносной толщей приереванского разреза. Но данные широтного профиля, проведенного А. Т. Асланяном через этот район (см. К. Н. Паффенгольц, 1959, рис. 13), показывают полную невероятность такой концепции. Белесоватая (вохчабердская) толща показана на разрезе резко несогласной и трансгрессивной (перекрывающей нижний средний олигоцен), а гипсоносная толща (под базальтами) залегает совершенно согласно на среднем миоцене при совершенно другой структуре.

Вохчабердская вулканогенно-осадочная толща прослеживается в непрерывных обнажениях далее к востоку—юго-востоку (фиг. 32), причем там в ее сложении уже отмечаются существенные изменения в фациальном отношении—начинают появляться морские отложения с руководящей фауной.

В западной части Айюцзора (Даралагеца, бассейн р. Арпа) эта толща детально изучена А. Т. Вегуни (1960), который расчленил ее там на несколько свит, выделив также и вышеупомянутую «белесоватую свиту» А. Т. Асланяна. На нескольких горизонтах нижней половины этой толщи А. Т. Вегуни встретил многочисленную нумуллитовую фауну, а также микрофауну, которые однозначно говорят о нижне-, среднеолигоценовом ее возрасте. Таким образом, остается пока открытым вопрос о возрасте лишь верхней части толщи. По нашим наблюдениям, вся толща является единой, другие исследователи полагают, что в ней имеется перерыв и верхняя часть является трансгрессивной.

Далее к востоку—юго-востоку разбираемая вулканогенная толща слагает обширный Конгуро-Алангезский хребет, являющийся в северной своей части водоразделом рр. Арпа и Воротан (Базар-чай). Здесь мощность толщи достигает свыше 2 км, в породах основания ее встречена руководящая нижнеолигоценовая фауна (П. Л. Епремян; Сисианский район) и флора (В. Н. Котляр, 1938; основание разреза г. Ксыр-даг).

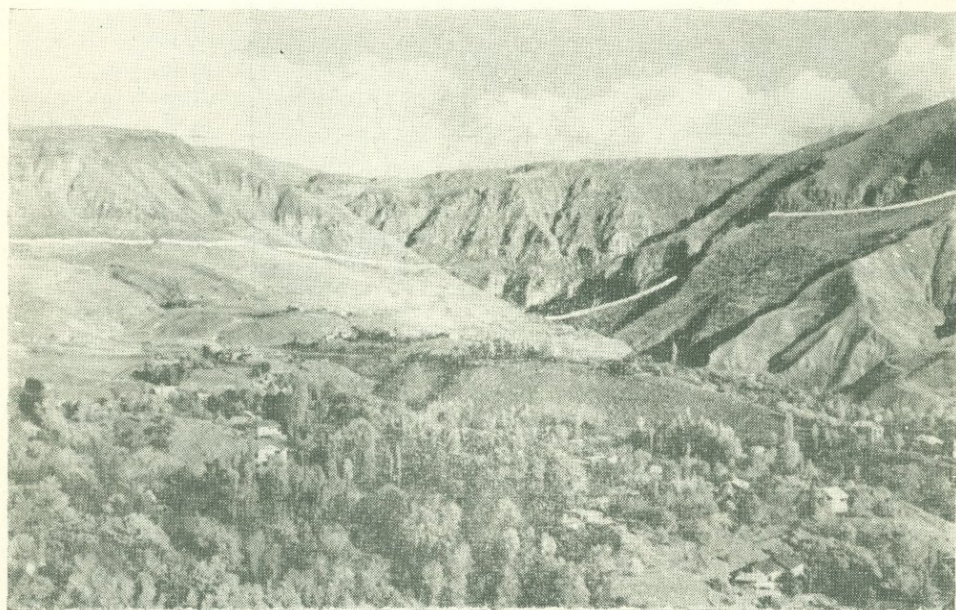
К северу от сел. Базар-чай верхи толщи представлены отчетливо дислоцированной свитой липарито-дацитов и липаритов (с обсидианами), бесспорно прорванных гранодиоритовыми интрузиями; это факт большого стратиграфического значения, так как постплиоценовых гранитоидов (если считать липаритодациты, в согласии с некоторыми исследователями, апшеронскими) пока нигде на Кавказе (да и в мире) не известно.



Фиг. 30. Араратская равнина, бугор Зейва, вид с ЮВ. Брахиантклираль, сложенная олигоценowymi туфами (переходящими в туфобрекчии); по северному краю осложнена разломом. Некоторые исследователи считают его четвертичным шлаковым конусом.



Фиг. 31. Осадочно-вулканогенная трансгрессивная толща олигоцена в районе сел. Вохчаберд (Приереванский район). Многие исследователи считают ее мио-плиоценовой; ныне в породах ее основания («белесоватая» свита) далее к востоку встречены нуммулиты нижнего олигоцена.



Фиг. 32. Ущелье р. Гарни в районе сел. Гохт, вид с юго-запада. Контакт осадочно-вулканогенной толщи (гегартской) олигоцена (полого падающей на СВ) с интенсивно дислоцированной осадочной толщей среднего-нижнего эоцена; последняя имеет антикавказское направление.

Здесь уместно указать, что далее к северо-востоку—в верховьях р. Тертер, в районе г. Дали-даг (3629 м) эта же толща прорывается известной Далидагской гранодиоритовой интрузией (нижнемиоценовой). К северу от указанной вершины в верхах толщи К. Н. Паффенгольцем (1926) впервые была встречена олигоценовая нуммулитовая фауна, которую некоторые палеонтологи (А. А. Gabrielyan и др., 1947) склонны считать среднеоценовой. В Джульфинском районе Нахичеванской АССР в разрезе г. Дарры-даг в основании описываемой вулканогенной толщи встречена богатая флора, обработанная И. В. Палибиным (1947), отнесшим ее к нижнему олигоцену.

Наконец, следует остановиться еще на взаимоотношении описываемой вулканогенной толщи с известными в литературе ингрессивными толщами Горисского и Сисианского районов. Последние отчетливо заполняют глубокий древний рельеф, выработанный в породах этой толщи и подлежащих—более древних. Встреченная в отложениях ингрессивных толщ малохарактерная фауна и флора не дают однозначный ответ на их возраст. К. Н. Паффенгольц (1948) относит ее к мио-плиоцену, другие исследователи—к верхнему плиоцену. Следует отметить, что в них врезана высокая (гюнцкая) терраса.

А. Т. Асланян (1958, стр. 139 и 160) сопоставляет генетически вулканические комплексы горисской и ишхансарской (ишихлинской) толщ и их эквиваленты в других районах Армении с вулканическими пеплами в отложениях фаунистически хорошо характеризованного морского нижнего, среднего и верхнего акчагыла Куринской депрессии.

Но такой вывод не согласуется с геологической историей района. Древний рельеф выработан в спорной вулканогенной толще верхнего сармата—мэотиса-понта (по А. Т. Асланяну); В. М. Амарян (1963) относит ныне верхи этой толщи на Арагаце к среднечетвертичному (Q_3 , а раньше—к поствиурму), ингрессивные же толщи отнесены А. Т. Асланяном к акчагылу. Спрашивается, когда же произошли выработка рельефа глубиной свыше 1 км, заполнение его ингрессивными толщами и новый размыв на ту же глубину?

Вышеприведенные данные о стратиграфическом положении разбираемой вулканогенной толщи: фациальные переходы ее к востоку—юго-востоку в вулканогенно-осадочные образования, нахождение там руководящей нуммулитовой фауны и флоры в породах нижней и средней частей ее, а также факт прорывания ее бесспорно нижнемиоценовыми интрузиями позволяют с полной уверенностью относить ее к олигоцену.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подчеркивая исключительную роль вулканических сил в строении Арагацского нагорья в прошлом (олигоценное время), мы на основании всего вышеизложенного материала утверждаем, что морфологически массив современного Арагаца не является четвертичным вулканом. С таким же успехом можно было бы найти «четвертичные кратеры» во многих антиклинальных долинах Армении, сложенных юрскими, верхнемеловыми или эоценовыми вулканогенными породами. Представления об Арагаце как о «крупнейшем полигенном вулканическом сооружении Армянского нагорья» или «кальдере взрыва, насажденной на полигенный стратовулкан» и др. должны быть оставлены, так как не отвечают данным детального картирования.

Собственно массив г. Арагац сложен мощной типично субаэральной, отчетливо дислоцированной толщей эффузивов, с маломощными (но обширными) прослоями своеобразных туфовых образований. Материал этот поступал из разных вулканических центров, ныне наблюдаемых в виде ископаемых (отпрепарированных эрозией) вулканов. Некоторые из них принимались за средне-, верхнечетвертичные вулканы, чем совершенно искажалась стратиграфия района.

Указанные вулканы действовали то одновременно, то несколько запаздывая один относительно другого, продукты их могли несколько отличаться по составу и химизму, чем и обусловлено сложное взаимоотношение фаций арагацкого разреза. Эти сложные и своеобразные проявления наземного третичного вулканизма Арагацкого района, естественно, связаны с историей геологического развития всего региона Малого Кавказа, краткая характеристика которой приводится ниже.

В структурно-тектоническом отношении описываемая область входит, по схеме К. Н. Паффенгольца (1959), в две тектонические зоны Малого Кавказа: 1—армянскую складчатую зону и 2—депрессию р. Аракс. Арагацское нагорье попадает в первую зону, которая представляет собой крупный сложный антиклинорий, отчетливо погружающийся к юго-востоку. Наиболее приподнятой частью его является северо-западная, т. е. Арагацкий район. Здесь древний субстрат (метаморфические сланцы верхнего протерозоя—нижнего палеозоя) местами выступает на поверхность, покрытый по периферии лишь верхнемеловыми и палеогеновыми образованиями; весь остальной разрез (средний—верхний палео-

зой, триас, юра и нижний мел) здесь отсутствует и, видимо, осадки этого времени здесь и не отлагались, т. е. субстрат не погружался, так как в противном случае породы его были бы представлены более метаморфизованными разностями.

По направлению к юго-востоку, по мере погружения древнего субстрата, начинают выступать все более глубокие части разреза мезозоя (и палеозоя), наиболее полные (до плиоцена включительно) на крайнем юго-востоке зоны, в области ее периклинали. На крайнем северо-западе зоны (Арагацское нагорье) на упомянутой метаморфической толще непосредственно залегает вышеописанная мощная (2—2,5 км) наземная вулканогенная толща олигоцена. Далее к юго-востоку, начиная от левобережья р. Касак (Абаран) и затем к востоку—юго-востоку, в ее строении начинают принимать участие лагунные и морские фации олигоцена (фаунистически охарактеризованные), смыкающиеся с вулканогенными.

В докембрийское время описываемый район являлся частью обширного поднятия, которое лишь с девона начало постепенно погружаться с восточного и юго-восточного края; граница моря доходила примерно до линии сел. Мартуни—г. Хор-вираб. Почти непрерывный процесс осадконакопления продолжался в нем до верхнего триаса включительно, когда в результате мощной орогенической фазы предъюрского времени (древне-киммерийской) произошла перестройка структуры области. Юрское море занимало здесь уже несколько меньшие размеры. В нижнемеловое же время большая часть области (кроме крайней восточной ее части) представляла сушу (поднятия), затем в результате соответствующей орогенической фазы и опускания субстрата верхнемеловая трансгрессия захватила уже почти всю область, причем лишь непосредственно Арагацский район выступал среди мелового моря как срединный массив. Продукты размыва этого массива (Арагац—Мисхана—Арзаканского), сложенного разнообразными метаморфическими сланцами и интрузивными породами, поставляли тот обильный терригенный материал, который ныне констатируется в различных фациях эоценовых отложений Приреванского и Октемберянского районов. Детальное изучение этих фаций и выявление источников сноса является благодарной задачей для литологов; интереснейшим исследованием для вулканологов явится прослеживание переходов наземных эффузий с синхроничными им подводными вулканогенными образованиями.

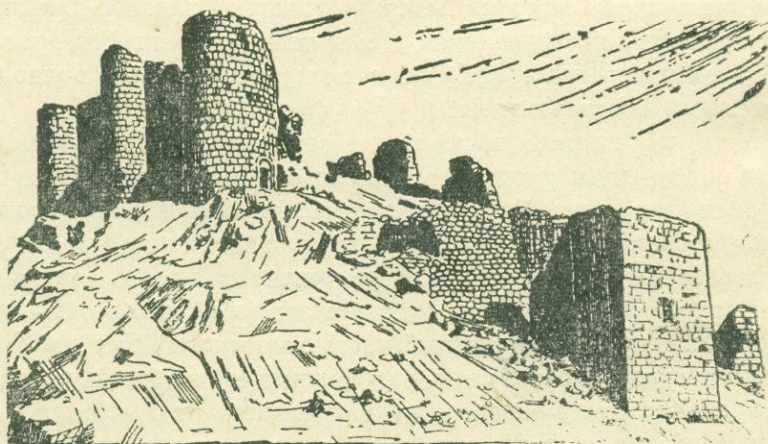
Эоценовое море имело почти те же размеры, что и верхнемеловое. В верхнем эоцене здесь протекает мощная орогеническая фаза, сопровождавшаяся внедрением большого количества интрузий разного состава (от ультраосновных до кислых). Произошла новая перестройка структуры; центральная часть Армянской тектонической зоны представляла поднятие, полого понижавшееся (погружавшееся) к востоку—юго-востоку и окаймлявшееся прибрежной частью морского бассейна. В области поднятия, в связи с разломами, разбившими его на блоки, происходят мощные вулканические проявления субаэрального типа, продукты которого по краю бассейна фациально смыкаются с морскими и лагунными осадками, фаунистически охарактеризованными.

Последней крупной орогенической фазой, проявившейся на Малом Кавказе, являлась верхнеолигоценовая—нижнемиоценовая. Она сопровождалась внедрением крупных интрузий гранитоидов (Мегринский плутон и др.); с этой фазой связана вероятная, не вскрытая эрозией интрузия центральной части Арагацского массива, обусловившая гидротермальное изменение пород верхней части арагацкого разреза. Благодаря глыбовому строению (приподнятые и опущенные участки) древнего субстрата Арагацского района, в его эффузивной толще во время этой фазы, естественно, не могли формироваться крупные складки. При подвижке отдельных глыб по оживлявшимся разломам образовались небольшие складки брахиального типа, иногда разнонаправленные (Арзаканский район).

В течение неогена в этой жесткой системе никаких движений не происходило; она представляла поднятие, происходил интенсивный размыв. Оживление вулканической деятельности началось здесь лишь в нижнем постплиocene. К этому времени собственно Арагацкий массив представлял уже вполне консолидированную жесткую массу (к тому же с интрузией в центре), почему при последующих эпейрогенических поднятиях разломы происходили преимущественно по его периферии. К ним и приурочены вышеописанные четвертичные вулканы нагорья (Голгат и др.).

Любопытно отметить, что по направлению к юго-востоку, по мере погружения субстрата, интенсивность четвертичного вулканизма отчетливо падает. При этом туфовые образования констатированы только в Арагацском и Приереванском районах, т. е. в области наиболее приподнятой части древнего субстрата.

В четвертичное же время по периферии массива г. Арагац происходит образование впадин смешанного, тектонически-запрудного типа, заполнявшихся затем озерно-речными и водно-ледниковыми образованиями. Наиболее длительным было формирование Ереванской (Араратской) котловины, протекавшее в течение всего четвертичного периода и имевшее, видимо, ритмический характер.



Фиг. 33. Арагац, юго-восточный склон. Развалины цитадели крепости Амберд (XI—XIII вв.).

ЛИТЕРАТУРА

- А б и х Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Извлечение и перевод Л. М. Маркова. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. VIII, 1873.
- А б и х Г. В. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание, Перевод Б. З. Коленко. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XXI, 1899.
- А б и х Г. В. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Перевод Б. З. Коленко. Зап. Кавк. отд. РГО., кн. 23, Тифлис—Пятигорск, 1902.
- А в а к я н Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
- А д а м я н А. А. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичной туфо-туфолоавовой толщи южных склонов массива г. Арагац. Изв. АН АрмССР, т. III, № 2, 1950.
- А д а м я н А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 6, 1961.
- А д ж и м а м у д о в Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. Докл. АН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.
- А к о п я н Ц. Г. Об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато. Докл. АН АрмССР, т. 21, № 5, 1955.
- А к о п я н Ц. Г. Опыт стратиграфической корреляции новейших вулканогенных образований Центральной Армении методом магниторазведки. Докл. АН АрмССР, т. XXVII, № 1, 1958.
- А к о п я н Ц. Г. Магнитное поле Араратской котловины Армянской ССР. АН АрмССР, Ереван, 1960.
- А к р а м о в с к и й Н. Н. Плейстоценовые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Ленинакана. Изв. АН АрмССР, сер. биол. и сельхоз. наук, т. IX, № 1, 1956.
- А м а р я н В. М. Ереван—вершина г. Арагац (описание маршрута). «Путеводитель экскурсии первого всесоюзн. вулк. совещ». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
- А м а р я н В. М. Геологическое строение юго-восточного склона г. Арагац и прилегающих районов. Ереван, 1960.
- А м а р я н В. М. Геологическое строение юго-западного подножья массива г. Арагац. Ереван, 1961.
- А м а р я н В. М. Новые данные по стратиграфии туфо-туфолоав Арагацской вулканической области. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 3, 1962.
- А м а р я н В. М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканогенных образований района г. Арагац. Дискл. АН АрмССР, т. XXXVI, № 5, 1963.
- А м р о я н А. Е. Геология и гидрогеология Араратской долины. Ереван, 1948.
- А м р о я н А. Е. Отчет о результатах гидрогеологических работ по Араратской долине и Ленинаканской котловине. Ереван, 1956.
- А м р о я н А. Е. Ереванский соленосный бассейн. Труды Арм. геол. управления М-ва геол. и охр. недр, № 1, 1957.

- Арзуманян С. К. Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 2, 1962.
- Арзуманян С. К. Схема сопоставления разрезов верхнеолигоценовых и неогеновых образований Октемберянского, Ереванского и Нахичеванского прогибов. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 4, 1962.
- Арзуманян С. К. Геологическое строение Араратской котловины и сопредельных районов и перспективы нефтегазоносности. Автореферат кандидатской диссертации. Ереван, 1962.
- Арутюнян А. Р. Явления будинажа и пластической деформации в породах Арзаканского и Вединского районов Армянской ССР. Изв. АН СССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 3, 1962.
- Асланян А. Т. О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949.
- Асланян А. Т. К истории происхождения Араратской котловины. Докл. АН АрмССР, т. XI, № 1, 1949.
- Асланян А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района. Докл. АН СССР, XI, № 5, 1950.
- Асланян А. Т. Новые данные по неогеновой тектонике Малого Кавказа (Армении). Докл. АН АрмССР, т. XII, № 2, 1950.
- Асланян А. Т. О происхождении массива г. Арагац. Докл. АН АрмССР, т. XII, № 4, 1950.
- Асланян А. Т., Асатрян А. А. Стратиграфия и тектоника западной части Октемберянского района АрмССР. АН АрмССР, Инст. геол. наук, 1950.
- Асланян А. Т. Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. Ерев. политехнич. ин-та, № 8, 1954.
- Асланян А. Т. Об открытии нижнего палеолита в Лениканской котловине и его геологическом значении. Сб.: «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР», АН АрмССР, Ереван, 1956.
- Асланян А. Т. О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. Сб. научн. трудов Ерев. политехнич. ин-та, № 13, Ереван, 1956.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Асланян А. Т. и Ширинян К. Г. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением (Макарашен-Гейдарлинское месторождение). Сб. научн. тр. Ерев. политехн. ин-та, № 13, Ереван, 1956.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и Мнацаканян А. Х. Новые данные к геохронологической шкале в абсолютном летосчислении по материалам АрмССР. Докл. АН АрмССР, т. 33, № 4, 1961.
- Багдасарян Г. П. и Гукасян Р. Х. О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 4, 1961.
- Багдасарян Г. П. Успехи петрографических исследований Армянской ССР. Сборник «Из истории естествознания и техники», том II. Издание АН АрмССР, 1962.
- Бальян С. П. О происхождении г. Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН АрмССР, т. 2, № 1, 1949.
- Бальян С. П. Морфологический анализ новейших тектонических движений Армении. Мат. Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. II, Изд. АН СССР, М., 1961.
- Бальян С. П. Массив Арагац; древнее оледенение. Геология Армянской ССР, т. I. Геоморфология, стр. 179—192. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962.
- Барбот де-Марни Н. Н. Очерк Кульпинского месторождения каменной соли. Матер. для геол. Кавказа, серия 2, кн., 2, 1888.
- Белянкин Д. С. К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.
- Богачев В. В. и Шишкина А. И. Фауна и флора соленосных отложений Русской Армении. Зап. Кавказ. музея, сер. А, № 2, Тифлис, 1915.
- Богачев В. В. О фауне соленосных отложений Русской Армении. Ежегодн. по геол. и мин. России, т. XI, вып. 8—9, 1913.

- Богачев В. В. Список ископаемых млекопитающих, найденных в третичных и послетретичных отложениях Закавказья. Труды Азерб. фил. АН СССР, сер. геол., т. IX/39, палеонт. заметки, стр. 90—93, Баку, 1937.
- Богачев В. В. Фауна диатомитовых плиоценовых отложений в Закавказье. Труды Азерб. фил. АН СССР, геол. сер., т. IX/39, Баку, 1938.
- Бошнаган П. С. О просадочности белоземов Армении. Сб.: «Вопросы геол. и гидрогеол. АрмССР». Изд. АН АрмССР. Ереван, 1956.
- Бегуни А. Т. Об олигоцене южной Армении. Сб. научн. тр. Ереванск. политехнич. ин-та, № 13, 1956.
- Бегуни А. Т. О вулканогенном олигоцене Южной Армении. Докл. АН АрмССР, т. XXX, № 3, 1960.
- Великовская В. М., Леонтьев Л. Н. и Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. Моск. об-ва испыт. природы (МОИП), посвящен. памяти А. Н. Мазаровича. М., 1953.
- Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. Тр. лаб. вулк. АН СССР, вып. 14, 1957.
- Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района. Изд. АН АрмССР. Ереван, 1947.
- Габриелян А. А. и Асатрян А. А. О возрасте вулканогенной толщи горы Далидаг (Азерб. ССР). Докл. АН АрмССР, т. VII, № 2, 1947.
- Габриелян А. А. К тектонике Араратской котловины. Докл. АН АрмССР, т. IX, № 3, 1948.
- Габриелян А. А. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. Докл. АН АрмССР, т. IX, № 1, 1948.
- Габриелян А. А. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. Докл. АН АрмССР, т. 12, № 4, 1950.
- Габриелян А. А. О новейших тектонических движениях в Армении. Тр. Ерев. Гос. ун-та, т. XXX, 1950.
- Габриелян А. А. и Арзуманян С. К. О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна. Докл. АН АрмССР, т. XXXIV, № 4, стр. 161—164, 1962.
- Габриелян Г. К. О древнем оледенении Армении. Природа, № 9, 1955.
- Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района средней Занги. Труды Сов. по изучению природных ресурсов (СОПС). Сер. Закавказье, вып. 10, 1934.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии четвертичных континентальных отложений СССР. Тр. Института геол. наук АН СССР, вып. 6, геол. серия, № 17, 1948.
- Громов В. И. О схеме подразделений четвертичной (антропогенной) системы на территории СССР и за рубежом. Труды Геол. инст. АН СССР, вып. 26, 1960.
- Думитрашко Н. В. Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце (Алагёзе). Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 47, вып. 4, 1950.
- Думитрашко Н. В. и Бальян С. П. К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской толщи. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН АрмССР, № 5—6, 1944.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.
- Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах Армении. Докл. АН СССР, т. III, № 8, 1946.
- Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав в Армении. Изв. АН АрмССР, № 10, 1946.
- Заварицкий А. Н. Игнимбиты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты. Труды лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 7, стр. 3—82, 1953.

- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Госгеолиздат, 1960.
- Залесский Б. В. и Петров В. П. Арктиское месторождение туфовых лав. Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 1, 1931.
- Залесский Б. В. и Петров В. П. Материалы к изучению Анийского месторождения пемзы. Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 1, 1931.
- Захаров В. Ф. Гидрогеология Эриванской низменности. Материалы к общей схеме использ. водн. ресурс. Кура-Араксинского бассейна, вып. 8. Тифлис, 1938.
- Иванчин-Писарев А. А. Месторождения Арктической туфовой лавы. Труды Инст. прикл. минер. по стратигр. и техн. камню, 1930.
- Иванчин-Писарев А. А. Пемзы Махмуджукского месторождения. Минер. сырье, № 11—12, 1930.
- Казаков М. П. Гидрогеологические условия в низовьях Занги и Абарана. АН СССР. Тр. Сов. по изуч. природн. ресурс. (СОПС), сер. Закавказская, вып. 10, 1934.
- Канкян П. Х. К вопросу об образовании столбчатой отдельности и поперечных трещин в макарашенских туфах (Армения). Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 5—6, 1957.
- Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Араилер (Армения). Труды лаборат. вулканолог. АН СССР, вып. 7, стр. 83—136, 1953.
- Карапетян К. Н., Петросов И. Х. Опализация шлаков в кратере вулкана Западный Агусар. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 4, 1962.
- Карапетян Н. К. О сейсмичности Кавказа. Изв. АН АрмССР, геол. и геоморфол. науки, т. XIII, № 1, 1960.
- Карапетян О. Г. Новейшие вулканические продукты ССР Армении и их промышленное значение. Труды III Всес. съезда геол., Ташкент, 1930.
- Лебедев А. П. Плагноклазы четвертичных лав Алагёза. АН СССР, Труды Инст. геол. наук, вып. V, Петрография (№ 4), стр. 13—30, 1938.
- Лебедев П. И. Алунизация лав Алагёза (Армения). Докл. АН СССР, А, № 18—19, 1928.
- Лебедев П. И. Вулкан Алагёз и его лавы. «Алагез» — потухший вулкан Армянского нагорья, т. 1. Тр. Сов. по изуч. произв. сил (СОПС), серия Закавказская, вып. 3, 1931.
- Лебедев П. И. Месторождения пемзы Алагёза (Арагаца). АН СССР, Труды петрогр. института, вып. 1, 1931.
- Лебедев П. И. Вулкан Алагёз. Междунар. геол. конгр., XVII сессия СССР, 1937. Экскурсия по Кавказу, АрмССР, стр. 165—178, 1937.
- Лебедев П. И. К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагёза. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.
- Лебедев П. И. и Егоров В. Л. Литомарге Алагёза (к вопросу о постмагматическом перерождении лав базальтового типа). АН СССР, Труды Петр. инст-та, вып. VI, стр. 165—178, 1934.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. Природа, № 5, 1928.
- Лейе Я. Б. Споро-пыльцевые комплексы третичных отложений Октемберянского района Армении. Ереван, 1958.
- Лейе Я. Б. Споро-пыльцевые комплексы из третичных отложений Приереванского района Армении. Ереван, 1960.
- Лейе Я. Б., Лейе Ю. А. К вопросу о возрасте третичных вулканогенно-осадочных образований Ширакского хребта (северная Армения). Докл. АН АрмССР, т. XXXI, № 2, 1960.
- Лейе Я. Б. и Ширинян К. Г. Об озерных отложениях и новейших вулканических продуктах Агинского района (Армения). Труды Арм. геол. упр., № 1, стр. 125—132, Ереван, 1957.
- Леонтьев Л. Н. О темпе молодых поднятий в центральной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 10, 1945.
- Личков Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагёза. Сборник: Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья, т. 1, ч. 1, стр. 1—114. Труды Сов. по изуч. произв. сил., серия Закавказ., вып. 3, 1931.

- Любин В. П. и Баян С. П. Новые находки культуры палеолита на вулканическом нагорье Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. XXXIII, № 2, 1961.
- Мамаев Л. П. Материалы по петрографии Армянского плоскогорья. Сборник минер. и геол. кабинетов Московск. универ., 1916.
- Марголюс А. М. Соленосные образования Карской области и Эриванской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. 3, кн. 8, Тифлис, 1909.
- Малеев Е. Ф. О туфолах и игнимбритах (в связи с выходом сборника «Туфолавы»). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.
- Месропян А. И. О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-матем., естеств. и техн. наук, т. 4, № 4, 1951.
- Месропян А. И. Крупнейшая залежь каменной соли в Армении. Известия АН Арм. ССР, т. XII, № 1, 1959.
- Микей И. Я. Опыт классификации пемзовых структур в связи с их генезисом. Минер. сырье, № 11—12, 1930.
- Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геолог., № 10, 1956.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. Геология Армянской ССР, т. 1, Геоморфология, стр. 430—472. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962.
- Милановский Е. Е. и Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Мкртчян К. А. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа (АрмССР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
- Миримян Х. П. Погребенные почвы ССР Армении. Почвоведение, № 5—6, стр. 578—582, 1932.
- Нефедьева Е. А. Агаганское вулканическое нагорье. Труды ин-та географии АН СССР, № 4, 1950.
- Оганезов Г. Г. Энергетические факторы в тектонике Араратской котловины. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1957.
- Оганесян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 1, 1958.
- Освальд Ф. К. К истории тектонического развития Армянского нагорья (перевод А. И. Шишкиной). Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. XXIX, вып. 2, 1916.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Зап. Росс. мин. общ., ч. 60, № 2, 1931.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн верхнего и части среднего течений р. Памбак-чай (Армения). Геологический очерк. Ленинград, 1937.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Арзакендского района (Армении). Ереван, 1938.
- Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении. Записки Всерос. Минер. о-ва, серия 11, ч. 67, вып. 3, стр. 526—541, 1938.
- Паффенгольц К. Н. Алагёз и его происхождение. Природа, № 6, 1939.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского нагорья (Закавказье). Сб. Трудов инст. геол. и мин. АН ГрузССР, 1951.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии третичных отложений восточной Анатолии и северо-западного Ирана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Паффенгольц К. Н. Эльбрус (Геологический очерк). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Институт геол. наук АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Палибин И. В. Нижнеолигоценовая флора горы Дарры-даг в бассейне р. Аракс (Закавказье). Тр. Ботан. ин-та, сер. 1, вып. 6, Ленинград, 1947.
- Пальгрев Джиффорд. Следы ледникового периода в северо-восточной Анатолии. Изв. Кавк. отд. геогр. общ., т. VI, стр. 172—179, 1879—1881.

- Пастухов А. В. Восхождение на Алагёз. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. II, вып. 2, 1896.
- Петров В. П. Игнимбриты и туфовые лавы: еще о природе Артик-туфа. Тр. лаб. вулк. АН СССР, вып. 14, 1957.
- Рейнгард А. Л. Следы древних ледников на Алагёзе. Природа, № 3, стр. 66, 1939.
- Рейнгард А. Л. Морфология массива г. Алагёз в свете новых геологических данных. Изв. Гос. геогр. общ., № 3, 1939.
- Сборник «Туфолавы». Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 14, АН СССР, 1957.
- Смирнов Н. Н. Материалы по петрографии Центральной Армении. Матер. по геол. и гидрогеол. АрмССР. Арм. фил. АН СССР, вып. 2, 1938.
- Сардарян С. А. Палеолит в Армении. Изд. АН АрмССР, Инст. истории. Ереван, 1954.
- Тараян И. А. Отчет по геолого-разведочным работам на пемзовых месторождениях Анийского района. Ереван, 1919—1930.
- Татевосян Т. Ш. Каменный град в андезитах горы Ара. Изв. АН АрмССР, № 8, 1947.
- Татевосян Л. К. Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по гравиметрическим данным. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 5, 1961.
- Тер-Месропян Г. Т., Арутюнян С. В. Отчет о геолого-разведочных работах на Гажаанском месторождении гипса. Ереван, 1946.
- Тер-Месропян Г. Т. Отчет о геолого-разведочных работах, произведенных на четырех месторождениях туфа в Ереванском районе. Ереван, 1947.
- Тер-Месропян Г. Т. Кишлагское месторождение туфа в Кироваканском районе АрмССР. Ереван, 1948.
- Тер-Месропян Г. Т., Назарян А. Е. Отчет о геолого-разведочных работах, произведенных на Пемзашенском месторождении пемзы. Ереван, 1949.
- Турцев А. А. Гидрогеологический очерк бассейна р. Занги, ч. 1, АН СССР, Тр. Сов. по изуч. произв. сил (СОПС), серия Закавказская, вып. 1, 1931.
- Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1961.
- Фаворская М. А. К вопросу о механизме образования некоторых туфолав. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 14, 1957.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.
- Фиолетова А. Ф. Исследование причин разнообразной окраски арктических туфов. Всес. ин-т строит. матер. минер. происх. вып. 35, 1931.
- Ширинян К. Г. Стратиграфическое расчленение четвертичной туфо-туфолаво-вой толщи области г. Алагёз. Сборник: Вопросы геол. и гидрогеол. Армении. ИГи АН АрмССР, Ереван, 1956.
- Ширинян К. Г. Химические особенности четвертичных вулканических туфов и туфолав Армении. Изд. АН АрмССР, т. IX, № 8, 1956.
- Ширинян К. Г. Новые данные о центрах извержений четвертичных туфов и туфолав Армении. Докл. АН АрмССР, т. 24, № 2, 1957.
- Ширинян К. Г. К вопросу о природе «полосчатых лав» Кипчагского оврага в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 2, 1957.
- Ширинян К. Г. К вопросу строения и генезиса туфо-туфолаво-вой толщи Армении. Изд. АН АрмССР, т. XI, № 1, 1958.
- Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении). Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Ширинян К. Г. и Абовян С. Б. О находке обломков пироксенита в лавах ущелья р. Ахурян и его геологическом значении. Докл. АН АрмССР, т. XXVI, № 1, 1958.
- Щукин И. С. и Щукина А. В. Очерки Армянского нагорья. Землеведение, т. XXIX, вып. 1—2, 1927.
- Щукин И. С. и Щукина А. В. Аштаракско-Егвартская степь и вулкан Карны-Ярых. Землеведение, т. XXXII, вып. 1—2, 1930.

- Abich H. Ueber die geologische Natur des armenischen Hochlandes. Dorpat, 1843.
- Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen in den Gebirgsländern zwischen Kur und Araxes. Tiflis, 1867. Извлечения и перевод Л. М. Маркова в Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. VIII, 1873.
- Abich H. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. Geologie des Armenischen Hochlandes. II Teil. Westhälfte. Wien, 1882.
- Abdalian S. Le tremblement de terre de Leninagane en 1926 (Arménie). La Nature, 1927, n. 2764.
- Dubois de Montpereux, Frédéric. Voyage autour du Caucase, les tcherkesses et les abkhases, en Colchide, en Georgie, en Arménie et en Crimée. Paris, 1839—43.
- Lahn Ervin. Note sur la géologie de l'Anatolie Orientale. Eclogae geologicae Helveticae, vol. 49, № 2, pp. 307—314, 1951.
- Lahn Ervin. L'âge de la formation gypsifère en Anatolie (Turquie). Compt. rend. Soc. géol. France, № 1—2, 1957.
- Stchepinsky V. Note sur la stratigraphie générale de la Turquie. Bull. Soc. géol. France, 4—5—6, 1946.
- Tromp S. W. Main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ. Geol., 4, 1947.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Породы района и их стратиграфия	7
Химизм лав и туфов	44
О генезисе туфовых образований Арагаца	49
Структура нагорья	52
Возраст пород	60
Заключение	70
Литература	73

Константин Николаевич Паффенгольц и
Григорий Татевосович Тер-Месропян

А Р А Г А Ц

*Печатается по рекомендации Ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР*

Ответ. редактор С. С. Мкртчян
Редактор издательства Р. А. Штибен
Художеств. оформление П. К. Погосян
Техн. редактор М. А. Капелян
Корректор Г. М. Аветисян

Сдано в производство 27.VII 1963 г. Подписано
к печати 19.II 1964 г. ВФ 06538. Заказ 383.
Изд № 2333. РИСО 876. Тираж 800 экз. Печ. л. 5
+19 вкл., уч.-изд. л. 9,41. Бумага 70×108¹/₁₆.
Цена с переплетом 80 коп.

Типография Издательства АН АрмССР, Ереван,
Барекамутян, 24

Цена 80 к.

14406