

АКАДЕМИЯ НАУК ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ АРМЯНСКОГО ФИЛИАЛА

55:58.491(С13)

1434

**МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕОЛОГИИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ
АРМЯНСКОЙ ССР**

Выпуск 2

Проф. Н. Н. Смирнов

**МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОГРАФИИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

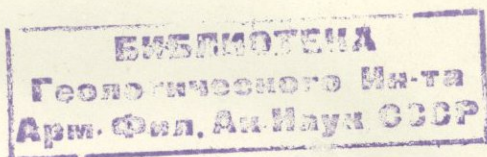
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ АРМЯНСКОГО ФИЛИАЛА

МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕОЛОГИИ и ГИДРОГЕОЛОГИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

Выпуск 2

Проф. Н. Н. СМЕРНОВ

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОГРАФИИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1938 ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор
директор Геологического института Армянского филиала Академии Наук СССР
проф. О. Т. Карапетян



Технический редактор В. И. Ярозкая.

Корректор Л. Г. Афанасьева.

Сдано в набор 16/IV 1937 г. Подписано в печати 28/X 1937 г. Формат 70×108¹/₁₆. Объем 12 п. л.
8 вкл. В п. л. 48 500 зн., 14 уч.-авт. л. Тираж 750 экз. Уполн. Главлита Б 31347. РИСО № 289.
АНИ № 550. Заказ № 738.

16-я типография треста «Полиграфнига», Москва, Трехпрудный пер., 9

СОДЕРЖАНИЕ

	СТР.
Предисловие	5
Известковые туфы Даваду	7—34
Заметка о диатомитах и трассах Тетжерабада	35—68
Базальты и туфы ущелья р. Занги у курорта Арзни	69—100
Вулканические породы с. Мугни	101—137
О некоторых вулканических породах с. Амамлы	138—186
Некоторые общие черты петрографии Армении	187—192

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга представляет собой сборник из нескольких статей, посвященных петрографии различных районов Центральной Армении.

Автор посетил эти районы в связи с изучением месторождений силикатного сырья Армении, в особенности цементного. Однако, предлагаемые статьи касаются почти исключительно вулканических пород и лишь тех толщ известняков, которые представляют петрографический интерес. Описание сырьевых баз силикатной промышленности не входит в задачи настоящего сборника.

Хотя исследованные районы и являются разрозненными участками величественной вулканической области, изучение их все же невольно наталкивает на ряд общих выводов, которые собраны в последней статье «О некоторых общих чертах петрографии Армении».

ИЗВЕСТКОВЫЕ ТУФЫ ДАВАЛУ

Это интересное месторождение было изучено автором при исследовании цементного сырья Армении, по поручению Стромстроя ВСНХ СССР, в 1927 и 1929 гг.

Село Давалу расположено в 50 км на восток от г. Еревана, у ст. Арарат железной дороги Ереван—Джульфа. Оно лежит в широкой долине Аракса, на его левой стороне, и является одним из крупных населенных пунктов района.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Геологическое строение окрестностей Давалу чрезвычайно сложно. За десять дней, проведенных в этом районе, автор смог лишь поверхностно ознакомиться с ним, поскольку это касалось залежей известняков и глин, могущих служить для цементного производства. Строение местности вне этих залежей известно ему лишь по литературе.

В окрестностях Давалу имеется два рода известняков: холмы черных, плотных известняков, расположенные к югу от шоссе, и плоский купол пористых известняков—к северу от него.

Холмы черных известняков обозначены на карте именем Сары-баба. Они представляют собой изолированную возвышенность среди совершенно ровной местности с отметкой 441 м; над окружающей равниной они поднимаются не более, чем на 200 м. В лощине между двумя такими холмами находится обширное кладбище, а у южного подножия их—известковые печи.

Эти крутые, причудливой формы холмы совершенно лишены растительности; они возвышаются остроконечными гребнями, прерываемыми ложбинами, и занимают в длину около 1, а в ширину—около 0.5 км.

Вся масса этих холмов состоит из чередующихся черных и изредка розоватых плотных слоев, иногда с занозистым изломом.

Судя по пересекающим их жилкам кальцита, известняки сильно перекристаллизованы. Слои их не превосходят толщиной 1 м, но крутые углы падения позволяют убедиться, что число их огромно. На них измерено:

Простираание	339° NW	330° NW	314° NW
Падение	74° NE	ca 60° NE	70° NE.

Черные известняки, аналогичные описанным, составляют небольшой, также изолированный холм, расположенный на север от полотна железной дороги, почти у самой ст. Арарат. На его слоях замерено:

Простираение 320° NW
Падение 40° NE.

В длину этот холм достигает 200, а в высоту приблизительно 25 м.

Холмы черных известняков представляют собою, повидимому, останцы палеозоя (см. литературу). Девонские отложения слагают хр. Сарай-Булак, расположенный в 4 км на север от Давалу и простирающийся в ESE направлении.

Пористые известняки образуют плоский холм Салакит, расположенный к северу от ст. Арарат и спускающийся своими пологими склонами к югу. Первое впечатление, что эти известняки образуют плоскую антиклиналь с юго-западным простираением. Площадь, занимаемая ими, огромна.

Разрезы этого купола удалось наблюдать по двум направлениям: с запада на восток над известковыми печами и с севера на юг по восточному склону.

Разрез с запада на восток имеет общую длину не менее 600 м и состоит из нескольких каменоломен, в которых известняк добывается для обжигания извести и для выделки памятников. В этом разрезе можно отличить 10 слоев, исследованных один за другим: все они были протитрованы на содержание карбонатной части, а некоторые были подвергнуты и полному химическому анализу. Общая мощность 10 нижних слоев достигает 9.69 м. В каменоломнях замерено:

Простираение 261° WSW 261° WSW
Падение 28° SSE 21° SSE.

Известняки эти пористы и совершенно не содержат животных остатков, но зато в них обильны отпечатки листьев семенных растений. Вся масса известняка переполнена трубочками вытянутой формы, видимо, также растительного происхождения. В пустотах часто сидят друзы кристалликов кальцита и лучистые сростки, видимо, арагонита.

Наибольшее количество листьев замечается в девятом слое.

Эти же слои обнажены непосредственно над известковыми печами.

Описанная толща образует пологий южный склон горы Салакит. Примерно на высоте 10 м над основанием (по вертикали) она прерывается широкой и пологой ложбиной. Перейдя последнюю, мы выходим на пологий склон второго к северу холма, в котором выступает множество слоев того же пористого известняка в виде ступенчатых уступов, вышиной каждый до 0.30 м. Здесь, в расстоянии 146 м от верхнего слоя предыдущего раз-

реза, в направлении 342° NNW, также были взяты образцы из каждого уступа (обозначены римскими цифрами).

На уступе VII были замерены:

Простираение 265° WSW
Падение 25° SSE.

Описанный разрез был по частям прослежен на нескольких других участках Салакита. Так, над самыми известковыми печами, следовательно несколько западнее предыдущего разреза, наблюдаются 3 слоя: слой снизу 0.47, выше лежащий — 0.70 и еще выше 0.75 м мощностью. Это место недавней добычи известняка для обжига извести. В момент осмотра (январь 1927 г.) здесь были сложены крупные штабели его; в штабелях можно было найти немало штуфов с хорошими отпечатками листьев.

На западном склоне Салакита наблюдаются точно такие же известняки; они тянутся непрерывно, не менее чем на 1 км на запад от печей, и образуют обычные уступы в ряде балок. Мощность всей толщи здесь не менее 6 м (см. фиг. 1).

В одной балке было замерено:

Простираение 345° NNW
Падение 11° SW.



Фиг. 1. Травертино горы Салакит

В 4-й с юга балке на западном склоне г. Салакит заложены были в 1929 г. новые карьеры жилищно-кооперативного товарищества, обнажившие подобные же слои.

Таким образом, на значительном протяжении от каменоломен, расположенных восточнее печей, до самых западных выходов, т. е. не менее чем на 2.5 км, тянется непрерывная толща известняков; разрез их, наблюдаемый в каменоломнях и обнажениях, направлен несколько косо к простиранию. Это обстоятельство затрудняет отождествление слоев.

Гора Салакит была пройдена также перпендикулярно к простиранию известняков, с юга на север, с целью определения характера их залегания; к северу от каменоломен, на самой вершине, обнаружено горизонтальное залегание слоев, а на северо-восточном склоне определено:

Простираение 326° NW
Падение $3-4^\circ$ NE.

На восточном склоне Салакита, в устье балки, впадающей в равнину, видны обрушившиеся пласты известняка, из-под которых были, вероятно, вымыты глины. Здесь же обнаружены небольшие своды известняка, нависшие надобие складок.

Это наблюдение также показывает, что известняки Салакита имеют куполовидный характер.

Наконец, хороший разрез перпендикулярно простирацию известняков наблюдается на всем восточном склоне Салакита. Здесь толща их круто обрывается, нередко сползая в виде огромных глыб по подстилающим глинистым породам. Последние имеют неопределенный характер залегания и покрыты осыпями; они же выходят из-под известняков у печей и достигают там мощности 1.20 м. В этом разрезе на восточном склоне отчетливо видно, что известняки образуют очень плоскую антиклиналь, или, вернее, свод: ее южная часть имеет, как мы видели, падение на юго-восток, а северная часть—на север.

На самом краю разреза мощность известняков до карниза не превышает 7 м, но над ними, отступая от края уступами, возвышаются еще известняки.

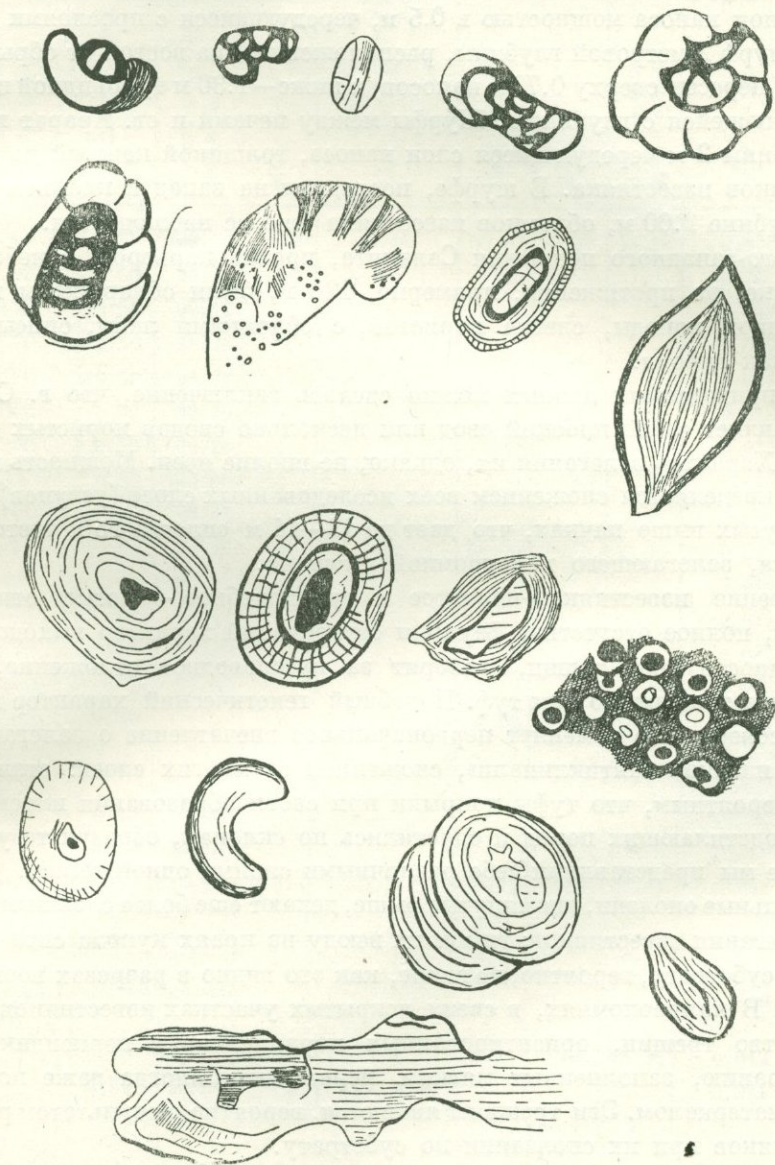
В равнине, непосредственно на восток от Салакита, в направлении к хр. Сарай-Булак, в ложбинках выступают наносы, напоминающие перемытые вулканические туфы, и небольшие выходы или отдельные глыбы известкового туфа. На склонах Салакита к этой равнине намечаются следы недавней деятельности источников.

В самом замке «антиклинали» непосредственно под известняками выступает толща серых и красных глин, мощностью до 10 м. Как и в ранее описанных выходах, эти глины не слоисты и сильно оползли. Однако, ниже по склону нами были обнаружены при вторичном посещении Салакита, в 1929 г., подобные же, но хорошо слоистые глины с желваками сферосидерита, видимо, в коренном залегании.

Точное определение характера залегания глин возможно лишь посредством детальных разведочных работ. Мощность их не менее нескольких метров.

Факт нахождения этих глин под известняками у известковых печей, в замке «антиклинали» и по восточному склону Салакита определенно указывает на повсеместное присутствие их под известняками. Однако, полной уверенности в этом не может быть до получения большего числа данных. Особенную осторожность диктует тот факт, что у подножья Салакита выступают вулканические, или, вернее, туфогенные породы. Подобная пористая серого цвета порода, с ясными вкрапленниками пироксена и полевого шпата, выступает в небольшой ложбинке у восточного подножья Салакита, против каменоломен. Наиболее рациональным способом решения вопроса о залегании глин было бы бурение в нескольких точках купола известняков, которым были бы пройдены и известняки, и глины, если они их подстилают.

В виду неопределенности залегания глин под известняками, была предпринята еще в январе 1927 г. небольшая разведка в равнине у подножья Салакита. Здесь было задано 7 шурфов, из которых один на восток от Са-



Фиг. 2. Органические остатки в травертино

лакита, примерно, в 100 м от его подножья, пять, расположенных в один ряд вдоль южного склона на различных расстояниях друг от друга, и один, примерно, в 200 м на юг от самого западного из этих шурфов. Все шурфы прорезали толщу наносов, чередующуюся с прослоями обломков известняка того же типа, что на Салаките. Это доказывает, что наносы рав-

нины моложе известняков. Шурфы совершенно не обнаружили глин. Глиноподобные породы появились в последнем на запад шурфе и в самом южном. Шурф 3-метровой глубины, расположенный в 100 м от печей, пересек слой наноса мощностью в 0.5 м, чередующиеся с прослоями известняка; шурф 2-метровой глубины, расположенный на восток от обрыва Салакита, пересек сверху 0.70 м наносов, а ниже—1.30 м туфовидной породы, уплотняющейся с глубиной. Шурфы между печами и ст. Арарат прошли до глубины 2 м чередующиеся слои наноса, толщиной каждый до 0.50 м, и обломков известняка. В шурфе, последнем на запад и крайнем на юг, при глубине 2.00 м, обломков известняка уже не наблюдается.

У юго-западного подножья Салакита, против карьеров, в небольшой ложбинке, на протяжении, примерно, 120 м, были обнаружены выходы туфовидной породы, слегка пористой, с обломками лавы, описываемой далее как туфоид.

Из приведенных данных можно сделать заключение, что г. Салакит представляет собой плоский свод или несколько сводов пористых известняков. Характер залегания их, однако, не вполне ясен. Мощность известняков определяется сложением всех исследованных слоев (уступов) в двух упомянутых выше пачках, что дает до 13—14 м сплошного и чистого известняка, залегающего на огромной площади.

Строение известняка—пористое и туфоподобное,—частые отпечатки листьев, полное отсутствие фауны и ступенчатый характер выходов, при однородности всей толщи, говорят за пресноводное отложение, всего вероятнее травертино или туф. Подобный генетический характер известняков совершенно изменяет первоначальное впечатление о залегании их в виде плоской «антиклинали», сложенной из многих слоев: становится более вероятным, что туфы покрыли при своем образовании плоские куполы подстилающих пород и спустились по склонам, образуя те уступы, которые мы представляли себе различными слоями одной толщи.

Обильные оползни, упомянутые выше, делают еще более сложным характер залегания известняков; глыбы их всюду на краях купола сползают по своему субстрату, вероятно, по глине, как это видно в разрезах восточного склона. В каменоломнях, в свежескрытых участках известняков, видно множество трещин, ориентированных параллельно и перпендикулярно простиранию, заполненных мягким, перетертым, иногда даже порошковатым материалом. Эти трещины являются, вероятно, результатом разрыва известняков при их сползании по субстрату.

II. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕСТКОВЫХ ТУФОВ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ИХ ГЛИН

Описанные выше породы были детально изучены химически. Все образцы известняков были протитрованы на содержание карбоната, и, кроме того, было произведено несколько полных химических анализов. По особому заданию представительства Закавказских республик во всех образ-

цах было определено содержание S и P_2O_5 . Результаты этого исследования даны в сводной таблице.

№ образцов	№ слоев, начи- ная снизу	Мощность слоев в метрах	Сумма карбона- тов в %	SiO_2	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	CaO	MgO	Потеря при прокаливании	P_2O_5	S
35	XI	0.50	99.78	0.19	0.14	56.07	0.39	44.06	0.026	0.058
34	X	0.50	99.75						0.024	0.085
33	IX	0.50	99.42						0.031	0.044
32	VIII	0.50	98.25						0.012	0.045
31	VII	0.50	99.72						0.011	0.069
30	VI	0.50	99.20						0.018	0.109
29	V	0.50	99.16						0.026	0.066
28	IV	0.50	100.00						0.020	0.067
27	III	0.50	99.82						0.021	0.050
26	II	0.35	97.26	нет	нет	54.75	0.15	44.64	0.014	0.051
25	1	0.50	99.41						0.016	0.078
23	10	0.65	99.51						0.017	0.058
20	9	0.80	99.36						0.035	0.044
19	8	0.70	99.62						0.025	0.090
18	7	1.20		нет	нет	55.66	0.79	43.56	0.051	0.085
17	6	1.80	99.74						0.043	0.051
16	5	0.35	99.84						0.070	0.041
15	4	0.80	97.59						0.013	0.069
14	3, верхняя треть		99.63	0.31	0.11	55.75	0.30	44.14	0.058	0.084
13	3, средняя треть	2.07	97.08						0.041	0.087
12	3, нижняя треть		99.96						0.016	0.049
11	2	0.78	100.00	0.07	$\left\{ \begin{array}{l} Al_2O_3 \ 0.15 \\ Fe_2O_3 \ 0.10 \end{array} \right.$	55.19	0.65	43.95	0.009	0.050
10	1	0.54	96.51						0.013	0.027
									0.011	0.025

Из всех слоев, не подвергшихся полному анализу, была взята средняя проба, анализ которой дал следующие результаты:

$$\frac{SiO_2}{0.28}, \quad \frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3}{0.28}, \quad \frac{CaO}{55.01}, \quad \frac{MgO}{0.61}, \quad \frac{\text{Потеря при прокалив.}}{44.15}$$

В приведенных анализах определение P_2O_5 и S было произведено доцентом А. Г. Титовым. Остальные определения произведены научными сотрудниками кафедры минералогии 1 МГУ в 1927 г.

Анализы эти свидетельствуют о чрезвычайной однородности и чистоте известняков Салакита, что также подтверждает их туфогенный характер.

Глины, залегающие под известняками, также подверглись химическому и механическому анализу, выяснившим их значительную мергелистость и мелкозернистость.

Состав	Образец № 44	Образец № 51	Средняя проба образцов № 23, 24 слоистых глин в основании осыпей под «замком антиклинали» (аналитик А. Г. Титов)
	из-под известняков у печей	из-под известняков в «замке антиклинали»	
Состав в %			
SiO ₂	50.55	41.84	31.06
TiO ₂	1.07	—	—
Al ₂ O ₃	16.68	14.27	13.11
Fe ₂ O ₃	7.63	5.78	4.08
CaO	8.54	17.82	30.15
MgO	1.79	4.58	0.04
SO ₃	1.52	0.22	—
Потеря при прокал. . .	10.11	15.78	21.97
Сумма	97.89	100.29	100.41

Щелочи не определялись.

Размер частиц в мм	Фракции механического анализа в %	
> 2	2.3 (гипс)	2.5 (фракция > 2 мм вычитается из навески)
1—2	0.8	1.6
0.5—1.00	0.4	2.4
0.25—0.50	0.3	3.6
0.10—0.25	0.7	2.4
0.05—0.10	17.4	16.1
0.01—0.05	26.4	24.0
< 0.01	54.0	49.9
Сумма	100.0	100.0

Анализы глин свидетельствуют о некоторой их неоднородности. Наиболее мергелистыми являются нижние слоистые глины, покрывающие же их глины, непосредственно подстилающие известняки, значительно беднее карбонатами. Этих данных о составе глин еще недостаточно для суждения об их генетическом характере; мы вернемся к этому вопросу после изложения данных промышленной разведки.

Химическому и механическому анализу были подвергнуты также средние пробы «наносов» из шурфов, расположенных в равнине перед г. Салакит. Эти рыхлые породы состоят из обломков разнообразных минералов и представляют собою, повидимому, туфовые пески. Химический состав их вполне подошел бы к составу основных андезитов или базальтов, хотя количество щелочей несколько недостаточно.

Состав	Шурф, последний на запад, образец № 43	Шурф, последний на юг, образец № 50
	Состав в %	
SiO ₂	47.19	47.15
TiO ₂	0.86	—
Al ₂ O ₃	13.38	15.87
Fe ₂ O ₃	6.66	5.20
CaO	13.53	12.78
MgO	3.32	4.47
SO ₂	0.06	0.24
Потеря при прокал. . .	12.98	13.30
Сумма	97.98	99.01

Щелочи не определялись.

Размер частиц в мм	Фракции механического анализа в %	
> 2	следы	4.7 (фракция > 2 мм вычитается из навески)
1—2	0.1	1.0
0.5—1.00	0.6	2.9
0.25—0.50	2.3	8.0
0.10—0.25	5.8	8.1
0.05—0.10	32.7	34.9
0.01—0.05	26.5	21.6
< 0.01	32.0	23.5
Сумма	100.0	100.0

Наличие туфовых песков подтверждает роль вулканических пород в строении местности (см. выше). Пески эти моложе известняков г. Салакит, так как обломки последних залегают прослоями ниже их.

Они, вероятно, явились результатом размывания каких-то вулканических туфов.

III. РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ В МАССИВЕ ГОРЫ САЛАКИТ

Существенным дополнением к приведенным данным геологического и лабораторного исследования явились разведочные работы, проведенные Горным отделом СНХ Армении при ближайшем участии и под руководством горного инженера Б. П. Ефимова.

В виду того, что запасы известняков г. Салакит не возбуждали сомнений, а запасы глин не были обеспечены, главное внимание при разведке было обращено на последние.

Первая разведочная линия была задана на восточном склоне г. Салакит на границе глин с известняками. Параллельно ей на запад были заданы еще две линии на расстоянии 200 м друг от друга. На каждой задано по 4 шурфа на расстоянии 160 м друг от друга. Шурфы № 1, 2, 3, 4 и 8 пришлось в глинах, а все остальные в известняке. Они имели целью пересечь всю толщу известняков и определить залегание подстилающих их глин.

Разведочные работы подтвердили мощное залегание известняков и глин, а многочисленные химические анализы дали картину состава, аналогичную той, которая выявлена нашими анализами. Глины во всех случаях оказались богатыми карбонатом извести и железом, а также часто содержат довольно много щелочей, судя по низким суммам анализов.

IV. МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОРОД ГОРЫ САЛАКИТ

Приводим микроскопическое исследование известковых туфов г. Салакит и еще одной оригинальной породы. В геологическом очерке были отмечены в основании г. Салакит, в небольшой ложбинке, сбегавшей в равнину, выходы туфовидной, серой, слегка пористой породы, принятой сначала за лаву. Нами были собраны и детально изучены около десяти образцов ее из различных точек обнажения.

Известковые туфы г. Салакит

Образцы этих пород, для изучения под микроскопом, были взяты через каждые 2 м в восточном склоне г. Салакит, непосредственно над осыпями глин. Известняки образуют здесь крутой обрыв, высотой до 7—8 м, от которого оборвались и сползли вниз крупные глыбы.

1-й метр сверху (обр. № 15)

Под микроскопом—мелкозернистая масса карбоната, завуалированная каким-то буроватым (органическим) веществом и пересекаемая жг-



Фиг. 1. Травертино с органическими остатками.

(Обр. № 45, увел. 50, // николи)

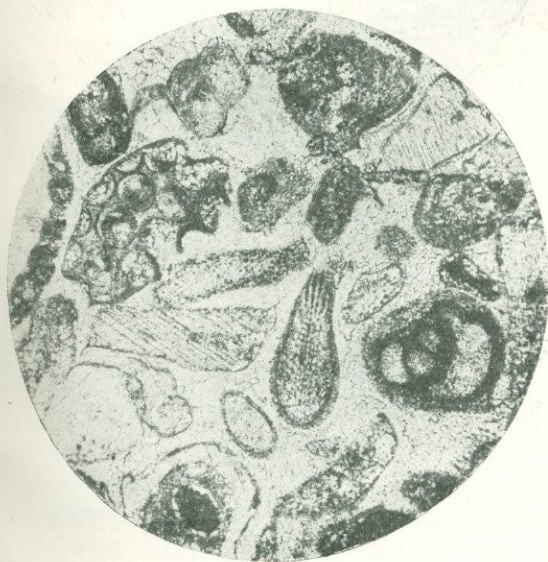
Фиг. 2. Травертино с органическими остатками.

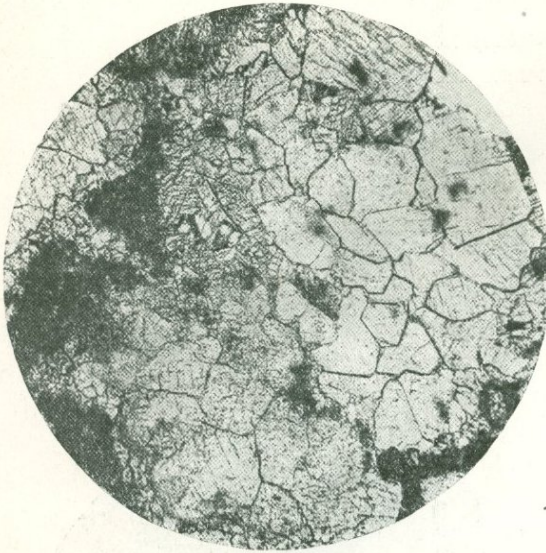
(Обр. № 45, увел. 50, // николи)



Фиг. 3. Травертино с органическими остатками.

(Обр. № 45, увел. 50)



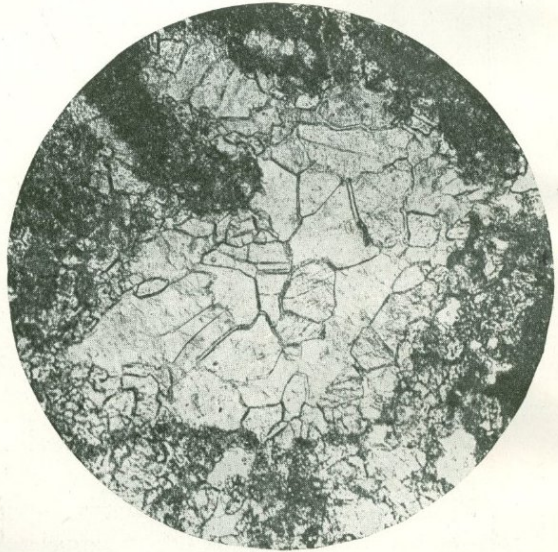


Фиг. 1. Травертино. Крупные и мелкие зерна карбоната.

(Обр. № 19, увел. 80, // николи)

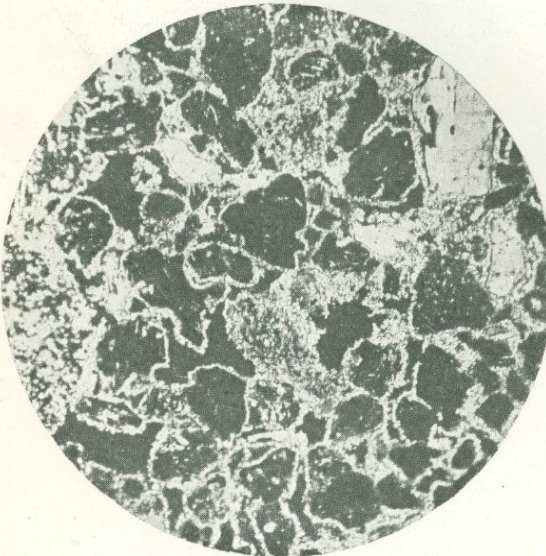
Фиг. 2. Травертино. Крупные и мелкие зерна карбоната.

(Обр. № 17, увел. 80)



Фиг. 3. Туфойд. Осколки пенла с каймой карбоната.

(Обр. № 27, увел. 80, + николи)



ками более крупнозернистого карбоната. Видны также какие-то форменные тельца, быть может, органического происхождения.

Жилки состоят из неделимых иногда с отчетливой ромбоэдрической спайностью, иногда же с параллельными спайностями, напоминающими призматические. Исследование в сходящемся свете дает во всех случаях одноосный отрицательный минерал. Лишь в одном случае ветви креста расступились и обнаружили двуосность зерна при отрицательном оптическом знаке; однако, и здесь осталось сомнение, не результат ли это налегания пластинок кальцита друг на друга? Таким образом, вопрос об арагоните остается под сомнением.

В одном участке шлифа видны крупные вытянутые неделимые длиной до 1.5 мм, с отчетливой ромбоэдрической спайностью.

Мелкозернистая масса карбоната представляет собой сплошное скопление плотно прижатых друг к другу зерен, не обнаруживающих двойников, но со спайностями. Буроватое вуалирующее вещество является, вероятно, органическим.

При слабых увеличениях выступают форменные тельца; таковы нитевидные тельца с поперечными перегородками, отдельные ячейки которых заполнены также карбонатом.

Имеются также округлые тельца, заполненные зернышками карбоната. Возможно, что они представляют собой споры, а удлиненные тельца — водоросли.

В одном участке шлифа располагаются чрезвычайно низко поляризующие тельца в форме пластиночек, пористых полосок и обрывков, очень слабо реагирующих на поляризованный свет. Создается впечатление, что это обрывки растительных тканей, попавших в туф и, быть может, замещенных опалом. Довольно многочисленны небольшие поры.

Описанное строение породы не противоречит представлению об известковом туфе, как об отложении источников, куда могли попасть и некоторые органические остатки.

3-й метр сверху (обр. № 17)

БИБЛИОТЕКА

Геологического Ин-та
Ари. Фил. Аи Науч. СССР

В этом образце бросаются в глаза две особенности: обилие округлых тел с темной каймой и длинные вытянутые зерна карбоната с продольной и поперечной спайностью, позволяющие предположить арагонит.

Последние зерна иногда бывают и бесформенными, но всегда обладают двумя упомянутыми взаимно перпендикулярными спайностями. Погасание происходит параллельно им. Повидимому, параллельно длинной спайности располагается n_g минерала, а параллельно короткой — n_p . В сходящемся свете несколько раз была обнаружена двуосная фигура, причем гиперболы заметно расходятся. Однако, на ряду с этим имеются и заведомо одноосные зерна. Поэтому остается некоторое, хотя и слабое сомнение, не являются ли двуосные фигуры результатом налегания друг

на друга одноосных пластинок. В обоих случаях оптический знак отчетливо отрицательный. Повидимому, первоначальным минералом породы был этот двуосный, прямо гаснущий, оптически-отрицательный минерал с двумя взаимно перпендикулярными спайностями, т. е. арагонит. Вероятно, большая часть его зерен превратилась далее в кальцит.

В породе имеются и округлые зерна с темною каймою и содержимым из мелких зерен карбоната. Имеются также чрезвычайно мелкозернистые, низкополяризующие скопления, видимо, какой-то разновидности SiO_2 , быть может, опала. Остальная часть породы представлена мелкозернистой массой карбоната, пересеченной жилками из крупных его зерен.

Повидимому, перед нами осадок горячих источников с округлыми зернами оолита и с арагонитом, в большей части превратившимся в кальцит.

5-й метр сверху (обр. № 19)

Этот образец характеризуется обилием весьма крупных зерен, иногда с отчетливыми спайностями по ромбоэдру, а иногда со спайностями в виде параллельных черточек. На некоторых зернах сходящийся свет обнаруживает подобие двуосных фигур, но возможно, что это есть все-таки результат налегания друг на друга одноосных пластинок кальцита. Действительно, во многих крупных зернах видны мелкие включения кальцита, что делает налегание вполне возможным. Зерна с параллельными трещинами спайности гаснут прямо.

В породе обильно рассеяны округлые тельца с темной капсулой, подобные описанным из других образцов. Иногда они несколько сплюснутой формы. Промежутки между ними заполнены зернами кальцита.

Особенностью шлифа является обилие вытянутых, радиально-лучистых образований, напоминающих веточки растений. При сильных увеличениях эти образования оказываются скоплениями темного, быть может, органического, углистого вещества, окруженного зернами кальцита. Весьма вероятно, что эти образования являются как бы окаменелыми, минерализованными веточками растений, от тканей которых остались лишь полоски углистого вещества.

Кроме описанных образований, в породе имеются еще зерна кальцита с заключенными в них округлыми темными тельцами, напоминающими зернышки руды. Последние сидят по одному или по два в каждой таковой кальцитовой ячейке.

Мы видим, что существование арагонита снова недостаточно выявлено, так как в массе зерен карбоната большая часть заведомо одноосна, а часть сомнительно двуосна.

7-й метр сверху (обр. № 21)

Эта порода характеризуется обилием темного вещества. В ней встречаются округлые тела с концентрическими каймами, аналогичные ранее описанным, но иногда большего диаметра. Имеются также темные тела

неправильной формы, напоминающие обрывки растительных тканей, и вещество, повидимому, углистое.

Этот образец существенно отличается от ранее описанных отсутствием крупных зерен карбоната и его жилков. Вся масса карбоната чрезвычайно мелкозерниста.

В породе видны также напоминающие водоросли нитевидные образования, заполненные мельчайшими зернышками кальцита. Они, подобно клеточкам, разбиты короткими поперечными перегородками. Невольно рождается мысль, не являются ли спорами водорослей или каких-либо других растений и те концентрически слоистые образования, которые описаны выше? Общее впечатление такое, что в известковых туфах Салакита погребено много растительных остатков.

В породе найдено, кроме того, несколько мелких зерен полевого шпата и кварца, а также скопления полевого шпата и какого-то темного силиката, т. е., повидимому, мельчайшие кусочки пещла. Следовательно, в этот нижний слой известкового туфа уже попадали те вулканические продукты, которые, как мы увидим дальше, в изобилии заключены в серой породе из выходов у основания горы Салакит. Осколки их в описываемом слое туфа чрезвычайно мелки и напоминают песчинки.

Основная масса карбоната мелкозерниста: диаметр зерен не превышает тысячных долей миллиметра. Все проверенные в сходящемся свете зерна оказались одноосными и оптически отрицательными, т. е. принадлежат кальциту. Следует отметить, что резкое преобладание этой мелкозернистой массы началось на 7-м метре сверху, т. е. в нижней части толщи туфов. В более высоких горизонтах мы встретили много крупных зерен карбоната и их жилки. Повидимому, нижний горизонт подвергся максимальной перекристаллизации и остатки арагонита совершенно исчезли.

Картина микроскопического строения известняков Салакита вполне подтверждает вывод об их туфогенном характере. Присутствие в некоторых случаях остатков арагонита, обилие растительных тканей, пористость, зерна оолита—все это указывает на образование известняков из горячих источников. Такой вывод может считаться несомненным и известняки горы Салакит представляют собою, следовательно, типичное травертино.

Особенно интересен образец № 45, взятый в крайних западных выходах известковых туфов. Здесь в мелкозернистую массу карбоната вкрашены крупные зерна карбоната же с превосходной спайностью и двойниками по ромбоэдру и обильные форменные тельца: вытянутые кусочки стеблей, спирально завитые, напоминающие спорангии, концентрически слоистые и округлые, представляющие собой, быть может, семена. В некоторых из образований, принимаемых нами за спорангии, видны многочисленные точки, быть может,—споры. Концентрически слоистые тельца состоят из внешней кожуры, напоминающей шелуху семян, иногда с поперечной штриховкой, и из полости, часто за-

полненной зернами кальцита. Между кожурой и полостью располагаются концентрические слои. Некоторые из этих «семян» овальной формы, другие имеют заостренные концы.

Встречаются и целые обрывки тканей, состоящие из множества округлых ячеек, связанных темным веществом. Внутри этих ячеек находятся какие-то округлые тельца.

Наконец, обильны обрывки, напоминающие листья и стебли с намеками на нервацию (фиг. 2).

Упомянутые выше крупные зерна карбоната заполняют иногда полости различных органических образований, а иногда кажутся самостоятельными. В обоих случаях они обладают превосходными спайностями и двойниками по ромбоэдру, достигая в длину 2 мм. Однако, даже у самостоятельных по виду зерен имеется часто тоненькая темная каемка, заставляющая подозревать, что зерно кальцита и здесь заполнило полость какого-то органического тела.

В некоторых случаях зерно кальцита перерастает эту кайму, создавая впечатление, что в процессе роста оно заполнило пустоту в каком-то органическом теле, после чего росло в свободном пространстве между органическими остатками. В одном случае образовалось длинное зерно кальцита с двойниками, заместившее, видимо, стебель.

Мелкие зерна карбоната, с диаметром, равным тысячным долям миллиметра, заполняют промежутки между вышеописанными телами и являются, вероятно, тем известковым осадком, который непосредственно отлагался горячими источниками. Эта же мелкозернистая масса проникает иногда в полости органических образований.

Среди основной массы карбоната и внутри органических тел довольно много мельчайших осколков кварца.

Туфойды подножья горы Салакит

Под этим именем мы описываем те оригинальные серые породы, которые обнажены против южных карьеров этой горы.

Под микроскопом они представляют следующую картину. В мелкозернистой массе карбоната обильно рассеяны куски лавы, обломки и целые кристаллы плагиоклаза и пироксена. Некоторые кристаллики плагиоклаза обладают превосходным идиоморфизмом. Обломки лавы состоят из преобладающего количества бурого стекла, вытянутых двойников плагиоклаза и бесформенных зерен пироксена, т. е. принадлежат, повидимому, андезиту. Иногда в них встречается большое количество черных зерен руды. Карбонатный цемент состоит из мелких зернышек, лишенных двойников и спайностей. Он образует тонкие каемки вокруг всех обломков и проникает в них. Повидимому, обломки лавы и кристаллы плагиоклаза и пироксена попадали в виде пепла в рыхлый известковый ил, который проникал в их поры, иногда пропитывая их насквозь. Встречаются также и редкие пластинки биотита.

Кроме мелкозернистой массы карбоната, в породе встречаются более крупные его зерна с ромбоэдрической спайностью и сферолиты его из вытянутых неделимых.

В порах породы встречаются обильные чешуйки цеолитов, пластинки и розетки хлоритового минерала и очень редко—кристаллики эпидота.

В распределении составных частей породы замечается некоторая неоднородность: количество кристаллов пироксена и других частей не одинаково в различных образцах и куски лавы округлены не в одинаковой степени.

Вкрапленники плагиоклазов представлены иногда идиоморфными кристаллами, а иногда бесформенными или округленными обломками.

Большинство неделимых отличается свежестью, но по некоторым наблюдается образование эпидота. Ориентированные разрезы довольно обильны и позволяют определить разнообразные углы погасания:

На разрезах симметрической зоны \perp (010)	до 25° (Ab ₅₅ An ₄₅)
На других штуфах, на разрезах симметрической зоны \perp (010)	до 30° (Ab ₄₅ An ₅₅)
На разрезе \parallel (010) с хорошими трещинами спайности	+ 7.5° (Ab ₈₁ An ₁₉)
На подобном же разрезе	+ 6° (Ab ₈₀ An ₂₀)
Еще на одном разрезе	3° (Ab ₇₃ An ₂₄)
На разрезе \parallel (010) с хорошими спайностями	- 25.5° (Ab ₃₇ An ₆₃)
На подобном же разрезе	- 2° (Ab ₆₈ An ₃₂)
Еще на одном разрезе	- 22.5° (Ab ₄₁ An ₅₉)
На разрезе \parallel (010) с двумя хорошими спайностями	- 7° (Ab ₆₂ An ₃₈)

Во многих случаях определение углов погасания затрудняется включениями во вкрапленниках плагиоклаза вулканического стекла, иногда в виде капель, а иногда в виде бордюра, концентрического по отношению к контурам кристалла. Это пропитывание бывает весьма густым, особенно при втеках коричневого стекла.

На многих разрезах \parallel (010) с хорошими спайностями было определено:

Погасание	0° (Ab ₇₂ An ₂₈)
---------------------	---

Состав плагиоклазов, как видно из приведенных цифр, весьма непостоянен.

Углы погасания, измерение которых производилось на плагиоклазах десяти штуфов, позволяют высказать предположение о разнородности магм, давших пепел, погребенный у основания горы Салакит.

Внутри некоторых зерен плагиоклаза включены мельчайшие призмочки апатита с поперечными трещинами спайности.

Вкрапленники моноклинного пироксена менее обильны, чем вкрапленники плагиоклаза. Судя по определениям на ориентированных разрезах, они принадлежат диопсиду. К сожалению, эти разрезы встречались не часто, и материал для точного диагноза недостаточен.

На разрезах \perp острой биссектрисе поляризационная окраска серо-желтая I порядка. Выходит ось упругости n_g , т. е. знак минерала +.

На разрезах, поляризующих в оранжевом цвете I порядка, косо выходит тупая биссектриса n_p .

На другом образце горной породы удалось произвести несколько лучшие определения.

На разрезах, слегка наклонных к острой биссектрисе, выходит n_g , погасание почти прямое, $n_m - n_p = 0.0079$ (компенсатор Berek).

На разрезах, строго \perp тупой биссектрисе, выходит n_p .

$$n_g - n_m = 0.0237 \text{ (компенсатор Berek).}$$

Погасание прямое по отношению к плохо выраженной спайности.

На разрезах, слегка наклонных к плоскости АВ, поляризующих в синезеленоватых тонах II порядка, погасание n_g : $\epsilon = 41^\circ$.

Вкрапленники ромбического пироксена еще реже, чем вкрапленники моноклинического. С достоверностью они были встречены всего лишь в одном образце.

1. На разрезах почти точно \perp острой биссектрисе погасание прямое по отношению к отчетливым спайностям, поляризационная окраска серая I порядка, оптический знак минерала определенно отрицательный, ибо выходит n_p ; $2V$ сравнительно не очень большой, так как гиперболы остаются на самом краю поля зрения. Положение плоскости оптических осей \parallel спайности.

Плеохроизм: по n_g — желтоватый,
» n_m — зеленоватый, сероватый.

2. Разрезы, поляризующие в светложелтом цвете I порядка, обнаруживают косо выход оптической оси, но все же прямое погасание по отношению к хорошей спайности. Плеохроизм их совершается в желтовато-сероватых и зеленовато-сероватых тонах.

3. На разрезе, косом к тупой биссектрисе, выходит n_g . Погасание прямое по отношению к ясной спайности.

Плеохроизм: по n_m — коричневато-зеленоватый
» n_p — желтовато-зеленоватый.

В числе обломков (лапилли) имеется один, состоящий из темного стекла со множеством точек руды, из мелких вкрапленников плагиоклаза и этого же плеохроичного пироксена. Этот разрез пироксена ориентирован \parallel плоскости АВ, имеет также прямое погасание и поляризационную окраску желто-оранжевую I порядка, т. е.

$$n_g - n_p = 0.012 - 0.013.$$

Плеохроизм: по n_g — желтоватый,
» n_p — зеленоватый.

По совокупности всех данных минерал может быть отнесен к гиперстену.

Следующей составной частью породы является **б и о т и т**, встречающийся часто, но в небольших количествах. Он имеет обычный плеохроизм в коричневых тонах и высокое двупреломление, что позволяет отличить его от гиперстена. В каждом шлифе содержится всего по несколько вытянутых, иногда весьма тонких его пластинок. В одном случае отмечен сильный плеохроизм в яркооранжево-бурых тонах.

Среди карбонатной основной массы иногда вкраплены идиоморфные кристаллики **магнетита** с гранями октаэдра.

Описанные минералы представляют собой обломки, рассеянные в массе карбоната, и количество их, в общей сложности, довольно значительно.

Однако, главной по количеству составной частью породы, после карбоната, являются **к у с к и л а в ы**, очевидно, попавшие в туф в виде лапилли и пещла. Их состав не вполне однороден, но позволяет отнести все их к андезитам. Так как вопрос о составе этих пород весьма важен для определения того вулканического очага, из которого они были выброшены, даем несколько более подробное их описание.

Иногда среди слабо окрашенной основной массы встречаются густо рассеянные флюидално расположенные пластинки плагиоклаза и многочисленные мельчайшие зерна руды. Эта порода сильно напоминает микролитовые андезиты, описанные автором из района Бакурьяни в Грузии (см. «Андезитовые и базальтовые породы г. Цхра-Цхаро на Кавказе». Сб. Минералогического института Московского университета 1916 и 1919 гг.).

К сожалению, определение плагиоклазов этих кусков лавы затруднительно, в виду ничтожности размеров их пластинок и плохой их ориентировки. Большинство сдвойничено по альбитовому и другим законам. В некоторых обрывках лавы довольно отчетливо выражены два поколения плагиоклаза, причем размер кристаллов первого поколения достигает максимум 0,2, а размер микролитов—лишь сотых долей миллиметра.

Стекло основной массы этих лав окрашено не всюду одинаково. В некоторых кусках оно, как выше указано, весьма светлое, в других же—непрозрачное, почти черное. Можно предположить, что в туфы Салакита попадал не вполне однородный вулканический материал.

В некоторых кусках лавы микролиты почти совершенно отсутствуют и в густоокрашенную массу стекла вкраплены зерна кальцита.

Среди кусочков лавы имеются и такие, в которых намечена тонкая слоистость при сильной пористости и почти полной изотропности. Лишь небольшое число точек обнаруживает чувствительность к поляризованному свету. Создается впечатление, что мы имеем перед собой пемзу.

Иногда форма кусков лавы совершенно неправильная, часто закругленная.

Микролиты плагиоклаза в них часто расположены несколько флюидално и завуалированы стеклом. Многие из них имеют прямое погасание и отрицательное удлинение. В некоторых случаях структура породы гиалопилитовая.

Имеются и куски лавы, поры которых заполнены карбонатом. Получается как бы сетка из темной вулканической породы, пропитанной карбонатом.

В лавах встречаются и мелкие вкрапленники плагиоклаза, иногда превосходно образованные и сдвойникованные по альбитовому и реже по карлсбадекому закону.

Фоном, на котором разбросаны все вышеупомянутые элементы, служит мелкозернистая масса карбоната, лишенного двойников и спайностей. В ней местами разбросаны и отдельные микролиты полевого шпата, оторванные от кусков лавы. Судя по тому, что вокруг нескольких подобных кусков зерна карбоната расположены длинными сторонами к краю, следует думать, что они образовались позже их. Это подтверждает мнение, что куски лавы и кристаллы были выброшены при извержении и упали в мягкий известковый ил, впоследствии закристаллизовавшийся.

Вообще, куски лавы поражают своей свежестью, что позволяет предположить не длительный перенос водою, но передвижение в виде пепла по воздуху.

В одних кусках, кроме микролитов плагиоклаза, имеются вкрапленники пироксена; в других можно наблюдать мелкие вкрапленнички плагиоклаза, окруженные сплошным войлоком его же микролитов, пропитанным стеклом, темными игольчатыми кристалликами и зернами руды. Один крупный кристалл магнетита диаметром 0.20 мм окружен потоками микролитов и на краях значительно разъеден.

В самой стекловатой основной массе лавы видны иногда обильные зерна карбоната, проникшие туда, очевидно, еще тогда, когда известковый ил был мягким. Иногда они образуют нечто в роде сферолитов.

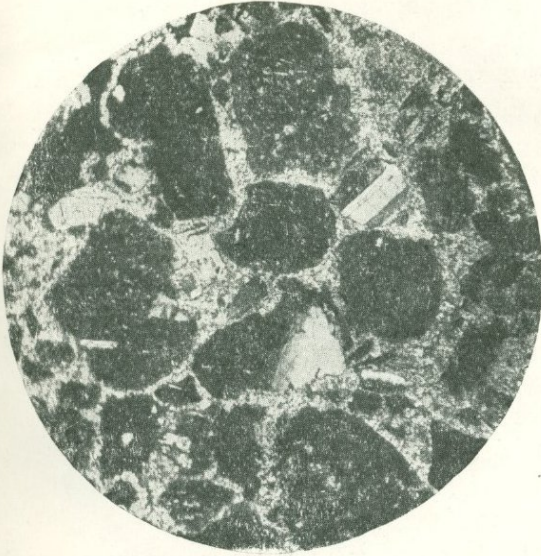
Некоторые кусочки лав имеют причудливую форму веточек, в пустоты которых проникли зернышки карбоната.

Наконец, имеются кусочки, состоящие из мелкозернистой массы полевого шпата и эпидота, относящиеся, по видимому, уже к какой-то другой породе, и обломки, состоящие из мельчайших зернышек одного полевого шпата, неопределимого точнее.

В одном куске лавы включена гексагональная пластинка яркочерного цвета с более светлой каймой, видимо, гематита.

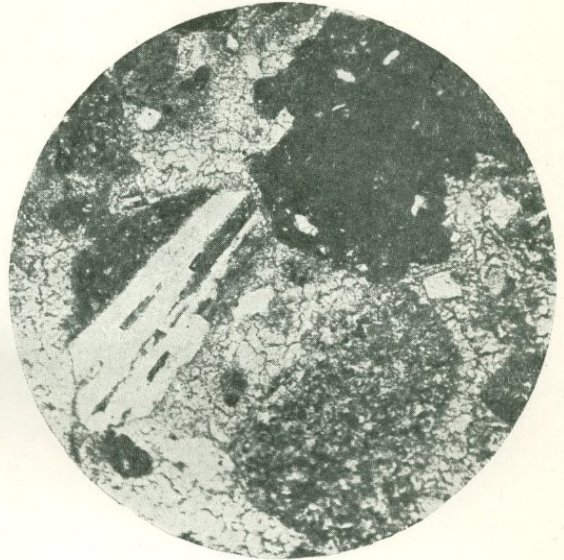
В стекле описанных включений уже начался процесс расстеклования с образованием мельчайших чешуек хлоритового минерала. Последние располагаются в виде полукруглых скоплений и розеток зеленого цвета на стенках пустот. Более точное определение этого хлорита невозможно из-за ничтожности размеров чешуек.

В пустотках описываемой породы сидят также обильные пластинки цеолитов. К сожалению, они также мелки и трудно поддаются определению. В одних случаях они представлены бесформенными пластинками с двупреломлением около 0.010, лишенными спайностей и совершенно недоступными сходящемуся свету; в других они развиты в виде длиннопризма-



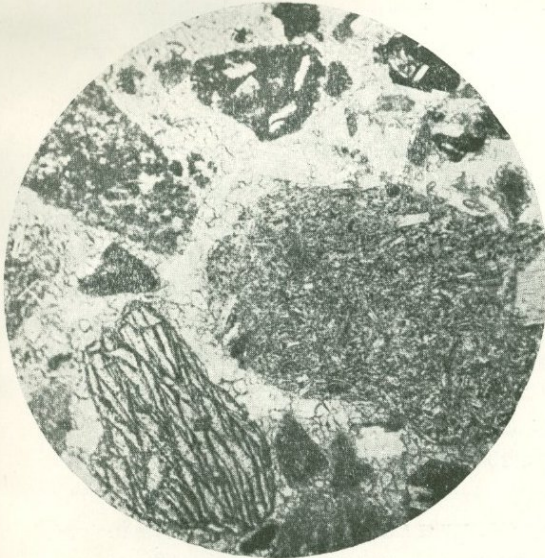
Фиг. 1. Туфоид. Плагноклаз, пироксен и куски лавы в массе из зерен карбоната.

(Обр. № 25, увел. 80, + николи)



Фиг. 2. Туфоид. Плагноклаз и куски лавы в мелкозернистой массе карбоната.

(Обр. № 4, увел. 80, // николи)



Фиг. 3. Туфоид. Пироксен и куски лавы в мелкозернистой массе карбоната.

(Обр. № 29, увел. 80)

тических кристаллов, собранных в лучистые скопления с положительным удлинением и, видимо, прямым погасанием; наконец, в третьих случаях они представлены призмочками, поляризующими до сине-зеленого цвета II порядка и гаснущими также прямо.

В некоторых случаях мелкие чешуйки цеолитов имеют отрицательное удлинение и поляризуют не выше белого цвета I порядка.

Изредка, вместе с цеолитами, в пустотках сидят зерна эпидота.

Все описанные до сих пор элементы включены в мелкозернистой карбонатной основной массе. Диаметр ее зерен достигает лишь тысячных долей миллиметра. Местами среди них встречаются сферолиты, дающие в параллельно поляризованном свете любопытную иллюзию одноосной фигуры сходящегося света.

Соотношения карбонатной основной массы с другими составными частями породы подтверждают наше представление о том, что вулканический пепел попадал в какой-то водоем, в который изливались углекислые воды (образовавшие террасы горы Салакит), или в котором самостоятельно отлагались известковые осадки.

Местами карбонатная основная масса имеет оолитовую структуру. В этих округлых телах заключены крупные кристаллы кальцита, иногда его мелкие зернышки, а иногда—целые куски лавы. В подобном виде наш известковый туф напоминает «гороховые камни», т. е. типичные отложения горячих источников.

Останцы палеозойских отложений

Эти черные плотные породы были изучены под микроскопом всего на двух шлифах.

Один из них (№ 30) принадлежит, повидимому, кварцевой окремнелой прослойке среди толщи черных известняков; он состоит преимущественно из зерен кварца, в меньшей части—из карбоната.

Кварц образует плотную, мозаичную массу и представлен отчетливо одноосными и оптически положительными зернами, иногда правильной шестигранной формы, которая является, видимо, не случайной. Зерна карбоната как бы заполняют промежутки между зернами кварца, образуя составную часть мозаики. Они отчетливо одноосны и оптически отрицательны, имеют редкие двойники. Общее количество их в несколько раз меньше количества кварца.

Среди описанной массы разбросано небольшое количество черных зерен руды, иногда с правильными квадратными очертаниями, принадлежащих, видимо, магнитному железнюку.

Встречается еще один минерал в форме пластинок, плеохроирующих в темносерых и серо-коричневых тонах и гаснущих отчасти прямо. Они поляризуют до синих тонов II порядка. Этот минерал, повидимому, одноосен и оптически отрицателен. Гаснущие прямо разрезы имеют короткопризма-

тическую форму. В виду того, что полной уверенности в одноосности нет, возникает вопрос, не принадлежит ли минерал андалузиту.

В общем, порода представляет собой известковистый, быть может, слегка глинистый, песчаник, превратившийся в кварцит с кальцитом и, быть может, андалузитом.

Другой изученный образец (№ 53) обнаружил под микроскопом темную основную массу, сквозь которую местами просвечивает мелкозернистый карбонат и в которую вкраплены довольно обильные органические остатки. Среди последних можно отметить:

1. Довольно крупные, до 3 мм длиною, раковинки, заполненные зернами карбоната различной величины, принадлежащие, быть может, брахиоподам.

2. Поперечные разрезы стеблей криноидей, диаметром до 1 мм, заполненные одним зерном кальцита с превосходными двойниками. Посередине разрезов имеется отверстие.

3. Обильные, спирально свернутые фораминиферы, чрезвычайно напоминающие фузулины, полости которых заполнены мелкозернистой массой карбоната. Перегородки между камерами не сплошные.

4. Фораминиферы или другие организмы с цепочкообразным расположением ячеек.

5. Обильные «сферы» из круглой капсулы, заполненной мелкозернистым карбонатом.

Порода пересечена обильными жилками из зерен кальцита с превосходными двойниками и спайностями.

Темная «основная масса» разлагается, при применении сильных увеличений (объектив № 5 Reichert), на основной фон мельчайших зерен карбоната и вуалирующее их органическое или глинистое вещество. Там, где последнее расступается, видно, что зерна карбоната имеют диаметр, равный тысячным долям миллиметра, но на большей части площади шлифа они совершенно закрыты этим веществом. Природа этого вуалирующего вещества не ясна: наиболее вероятно, что это—органическое вещество, так как для глинистого его показатель преломления слаб. Оно, видимо, очень густо рассеяно в породе. Имеется небольшое количество зернышек кварца.

V. НЕКОТОРЫЕ АНАЛОГИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАВКАЗА

Рассмотренные выше травертино и туфоиды имеют сравнительно мало аналогов на Кавказе. Сами по себе они лишь вскользь упоминаются в литературе, где удалось найти следующие указания.

В работе Abich «Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge» (Prodrömus einer Geologie der Kaukasischen Länder. St.-Petersburg, 1858) упоминается полоса девонских и каменноугольных пород, состоящая из хлоритовых и диоритовых сланцев,

конгломератов, из обломков порфиров, светлых песчаников, мощных темных известняков. Эта полоса, покрываемая меловыми и нуммулитовыми отложениями, пересекает долину Аракса в северо-восточном направлении. Каменноугольный известняк имеет кристаллическое строение и содержит битуминозные вещества. В нем встречаются фузулины. Простираание этих пород SW—NE, SSW—NNE, переходящее в SE—NW, причем последнее соответствует оси поднятия всей системы. Повидимому, наши темные известняки останцов принадлежат карбону, судя по фузулинам, отмеченным при микроскопическом исследовании.

Много ценного материала дает для геологии района Давалу карта Abich «Geologische Karte des Russisch-Armenischen Hochlandes». На ней у самого Давалу показан островок палеозойских отложений, обозначенных в легенде, как «Bergkalk, devonische Kalke, Sandsteine und Conglomerate». Этот островок соответствует нашим останцам палеозоя, среди пород которого отмечены фузулины. Согласно карте Абиха, из подобного же палеозоя сложен хр. Сарай-Булак.

В районе Давалу, на значительном протяжении к северу от железной дороги, на карте показаны эоценовые отложения, которые автор определяет, как «эруптивные псаммиты, мергели, песчаники и нуммулитовые известняки». Можно предположить, что, говоря об «эруптивных псаммитах», автор имел в виду отчасти описанные нами выше туфоиды.

На восток от Давалу, к югу от линии дороги, на карте изображены выходы горячих источников.

Для освещения вопроса о происхождении вулканического материала наших туфоидов, следует выяснить распространение вулканических пород вокруг ближайших к Давалу очагов извержения. При этом следует иметь в виду, что петрографические определения Абиха, в особенности определения андезитовых и трахитовых пород, страдают неточностями; это объясняется состоянием микроскопической методики того времени.

В нижних частях склонов Арарата на карте показаны базальтовые лавы и «вообще молодые лавы». Выше по склонам—трахидолеритовые и долеритовые лавы, на северном склоне также обломочные породы из трахитового и андезитового материала. Вся долина р. Аракса занята молодыми отложениями, состоящими из элементов вулканических пород и из травертино. К первым, вероятно, относятся песчаные отложения, описанные нами из шурфов 1927 г. и состоящие из обломков различных минералов вулканических пород; ко вторым, быть может, относится травертино горы Салакит.

Из вулканических образований, близких к Давалу, не входящих в группу Арарата, можно отметить следующие. в районе Ах-Дага и Калабаглыра на карте показаны базальтовые и миндалекаменные породы новейшего времени. Трахитовые (?) излияния и купола показаны в Иланлу-Даге, Алагберт-Даге, Коттюз-Даге к северо-западу от Давалу, в Хорс-Даге к северу от хр. Сарай-Булак и в районе Кюмюрлю на восточном продолжении этого хребта.

Новейшие, хотя и очень краткие, данные о травертино района Давалу приведены в статье В. П. Рейнгартена «Гидрогеологические условия ирригации Армении» (Изв. Геол. комитета, 1929 г. № 6).

Описывая вкратце строение южных киров, автор упоминает о значительном распространении новейших известковых туфов. Обсуждая вопрос о пересечении их каналами для орошения киров, он указывает, что толщи известкового травертино на склонах являются достаточно прочными, но необходимо иметь в виду существующие в них самих каналы и водопроницаемые пласты. (Известковые травертино Рейнгартен упоминает также на дне оз. Гокча, у берегов, в районе с. Еленовки.)

Среди наших пород наиболее интересны в петрогенетическом отношении туфоиды подножия горы Салакит, в которых элементы вулканических пород соединены с карбонатной породой.

Ниже мы приводим краткий очерк аналогичных пеплов некоторых районов Кавказа и Закавказья, с которыми и попытаемся сравнить наши породы.

Интересный случай смешения вулканической породы с осадочной с оз. Хозапин в районе Ахалкалак описывает проф. О. Т. Карапетян. Здесь, по данным Абиha, лавы непосредственно изливались в озеро и глубоко врезались в рыхлый известковый туф. Этот туф, чередующийся с пластами мергеля, переполненного раковинами, составляет дно озера.

Интересный пепел описывает А. П. Герасимов с о. Челекен («Вулканические пеплы о. Челекен»).

Бесцветная масса этого пепла состоит из мелких изотропных телец разнообразной формы. Кристаллические элементы принадлежат плагиоклазу от $Ab_4 An_1$ до $Ab_1 An_1$, кварцу, биотиту, небольшому количеству амфибола; кроме того, встречаются фистацит, хлорит, глинистое вещество, сернистое железо и гидроокись железа; в биотите мельчайшие зернышки руды и призмочки апатита. Вычитая из химического валового анализа породы хлористые и серноокислые соли, а также влажность, автор получает состав кислого (с 60.60% SiO_2) щелочного ($Na_2O = 7.57\%$, $K_2O = 2.50\%$) стекла с большим содержанием воды ($H_2O > 115^\circ = 7.71\%$), т. е. близкого к пехштейну.

Подобные же пеплы были описаны Н. И. Андрусовым из мезотических слоев Таманского п-ова, где они образуют тонкий прослой в глинах; П. Е. Воларович нашел их среди нижнеапшеронских и акчагыльских отложений солончака Кирмаку; Д. В. Голубятников—в разных частях Апшеронского п-ова, также в акчагыльском и апшеронском ярусах; Н. И. Андрусов нашел подобные пеплы в тех же ярусах Шемахинского района.

А. П. Герасимов отмечает связь этих пеплов с грязевыми сопками; пеплы встречаются везде, где имеются грязевые вулканы. Возраст их нижнеплиоценовый. Эта эпоха—время интенсивнейших дислокаций в кавказской области. Возможно, что сальзы имели сообщение с гораздо более глубокими недрами земной коры, чем теперь, и находились в связи с вулканическими

очагами, выбрасывая под давлением газообразных продуктов мелкозернистый вулканический материал; последний состоит главным образом из пемзового стекла и небольших количеств других минеральных компонентов.

Чередование вулканических пород с осадочными и отчасти смешение их описывает Коншин в районе Боржома (см. Мат. для геолог. Кавказа, 1893 г.). Здесь развиты андезитовые песчаники, туфы, пелиты, псаммиты, псефиты, залегающие пластами, согласно с олигоценовыми и эоценовыми мергелями. Автор предполагает подводные извержения.

В том же районе Боржома описываются интересные для нас породы С. В. Обручевым в статье «Геологический очерк района Боржома» (Тр. Инст. прикл. минер., в. 1).

Таковы известковые песчаники, иногда с примесью туфитового материала; почти половина всей их массы состоит из прозрачных, окатанных зерен и более мутных мелких зерен кальцита, заполняющих промежутки. Довольно много кварца, очень мало полевого шпата, биотита и глауконита. Нередки фораминиферы и обломки соседних мергелей. В песчаниках с примесью туфитового материала появляется в значительном количестве плагиоклаз в остроугольных обломках. Значительную часть породы составляют окатанные обломки, в среднем 0.5—0.6 мм в поперечнике. В одних случаях—это обломки туфов, состоящие из мелкозернистого агрегата кварца и полевого шпата, а других—туфы и эффузивные породы различного состава. В них также встречается небольшое количество фораминифер и зерен глауконита.

В настоящих туфитах почти половину всей породы составляет мелкозернистый мутный кальцит. В него включено значительное количество окатанных обломков, до 2 мм в поперечнике, различных эффузивных пород и реже туфов. Попадают обломки эффузивных пород с основной массой, состоящей из плагиоклазовых микролитов и реже—стекловатой. Изредка попадают окатанные обломки мергеля с органическими остатками. Кроме того, встречаются многочисленные отдельные неокатанные кристаллы и их обломки: плагиоклазы (состава $Ab_{55}An_{45}$ до $Ab_{40}An_{60}$), авгит, роговая обманка, кварц в виде редких остроугольных обломков, листочки биотита. Встречаются фораминиферы и обломки мшанок. Большинство обломков изверженных пород принадлежит, видимо, дацитам, что указывает на более кислый характер эоценовых извержений сравнительно с более поздними, когда появились диабазы, андезиты, андезито-дациты и базальты. Попадают обломки микрогранита, захваченные, вероятно, из глубоких частей жерла вулкана. Мощность пластов туфитов очень различна: крупнозернистые достигают 8, среднезернистые не превосходят 1 м. Мощность всей серии достигает 500—600 м. Мы имеем здесь дело с отложениями склона континентальной террасы.

Мы видим, что туфоиды Боржома во многих отношениях напоминают по составу туфоиды Давалу. Однако, о тождестве геологических условий

говорить невозможно, так как залегание туфоидов Давалу, вскрытых только в одной ложбине у подножья горы Салакит, совершенно не ясно: гора Салакит не дает никаких указаний на соотношения этих пород с окружающими.

Своевременно поставить вопрос о том, какие вулканические очаги выбросили тот пепел, который ныне погребен в туфоидах Салакита. Некоторые указания может дать изучение ближайших вулканов, в первую очередь А р а р а т а.

Данные, хотя и очень краткие, о породах Арарата мы имеем в статье Dannenberg «Beiträge zur Petrographie der Kaukasusänder». (Т. М. Р. М., Bd. XIX).

По своему химическому составу породы Малого Арарата представляют собой дациты. Они содержат три ясно различимых поколения полевых шпатов: 1) $Ab_1 An_1$ до $Ab_3 An_4$; 2) плагиоклаз на границе андезина и лабрадора; 3) плагиоклаз от олигоклаза до кислого андезина. Кроме того, в них содержится непостоянное количество авгита и слабоплеохроичного гиперстена.

Лавы Большого Арарата принадлежат роговообманковым андезитам и дацитам. В витрофировой основной массе включены идиоморфные полевые шпаты ряда андезина, иголочки гиперстена, роговая обманка, отдельные пластинки биотита, иногда—авгита. В нескольких образцах найден пирит. В некоторых случаях совершенно отсутствуют цветные составные части. Главная часть лав, покрывающих ядро Арарата, относится к пироксеновым андезитам. В одной из разновидностей отмечено три поколения плагиоклаза и два—моноклинического и ромбического пироксена.

Мы видим, что эти породы ни в чем существенном не отличаются от тех обломков, которые встречены в туфоидах горы Салакит. Минералы, заключенные в последних, входят и в состав лав Арарата. Особенно характерно непостоянство состава плагиоклазов, что отмечено нами и для туфоидов Салакита.

Многие пеплы Кавказа близки по составу к нашим туфоидам, но, разумеется, вулканический центр, из которого был выброшен пепел Салакита, следует искать в ближайшем соседстве: вероятнее всего, им является Арарат.

По условиям залегания наши туфоиды напоминают туфоиды Боржома; последние, однако, отличаются тем, что представляют собой морские прибрежные отложения, содержащие обломки мергеля и фораминифер; наши туфоиды связаны с типичными наземными известковыми туфами. Это, по видимому, первый случай на Кавказе, когда вулканический пепел найден в ближайшей связи с травертино.

VI. ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ХАРАКТЕР ТУФОВ ГОРЫ САЛАКИТ

В заключение мы можем набросать вкратце картину процессов, в результате которых образовались различные горные породы нашего района.

Известняки горы Салакит представляют собой известковые туфы чисто наземного происхождения. За это говорит ступенчатый характер их зале-

гания, их пористость, обилие растительных остатков, исключительно чистый химический состав. Кроме того, в своем залегании они подчиняются, видимо, древнему рельефу местности.

В пользу отложения горячими углекислыми водами говорит также наличие арагонита, обнаруженного микроскопическим исследованием. Следует отметить, что в некоторых участках горы Салакит были найдены и крупные лучистые сростки этого минерала.

Повидимому, когда-то углекислые источники были очень деятельны в нашем районе; еще и сейчас они известны в окрестностях Давалу, но обладают малым дебитом. Они текут, повидимому, со склонов хр. Сарай-Булак, сложенного из известняков палеозоя, и являются слабым отражением прежней деятельности минеральных вод.

Время, к которому относится их усиленная деятельность и образование туфов Салакита, можно было бы определить по найденным в последних растительным остаткам. По любезному определению проф. Л. М. Кречетовича, эти остатки принадлежат буку, вид которого установить, однако, очень трудно. Л. М. Кречетович предполагает, что это может быть *Fagus Antipovi* Heer, встречающийся в нижнемiocеновых отложениях, но может быть и *Fagus orientalis* Lipski, найденный, например, в послеледниковых травертино Душетского района, на южном склоне Главного Кавказского хребта. Таким образом, при помощи растительных отпечатков возраст всей туфогенной толщи определить, очевидно, не возможно.

Глины, подстилающие известняки, являются, повидимому, тем непосредственным субстратом, по которому стекали углекислые воды. Многочисленные химические анализы доказали значительную их однородность и характеризуют их как сильно мергелистые жирные глины, иногда слегка магнезиальные. В котлованах у известковых печей, в штольнях и в крутом склоне под «замком антиклинали» они бесструктурны. Однако, в нижней части последнего обнажения и кое-где в разведочных выработках были обнаружены яснослоистые глины с конкрециями сферосидерита; анализ этих глин был приведен (обр. № 23 и 24).

Эта находка позволяет сделать предположение, что и бесструктурные глины прежде также были слоистыми, но затем были переработаны какими-то агентами. Здесь возможны два предположения. Неслоистые глины могут быть деловием, отложившимся по склонам древнего рельефа. Материалом для их образования могли служить вышеупомянутые слоистые глины. Неслоистые глины могли, однако, явиться и результатом воздействия горячих минеральных вод на слоистые. Воды могли их энергично переработать, лишив первоначальной слоистой структуры. Химический состав глин весьма однороден: и слоистые, и неслоистые представляют собою сильно мергелистые глины, богатые железом. Зато в окраске тех и других наблюдается значительная разница: слоистые—бурого цвета, ибо железо в них находится в форме шпатового железняка, а неслоистые—красного, вероятно, вслед-

ствие окисления железа в бурую и красную окись. Быть может, окисляющим фактором явились воды источников.

Породы основания горы Салакит определены как туфоиды. Они состоят из мелкозернистой массы карбоната и из вулканического пепла. Их генетический характер, в частности вопрос о происхождении карбонатной массы, сложен. Судя по андезитовому составу пепла, он мог быть выброшен Араратом. Повидимому, он падал или непосредственно в известковый туф еще до его затвердения, или в какой-нибудь водоем, куда стекали углекислые воды.

В заключение следует повторить, что наше исследование коснулось лишь незначительной площади—горы Салакит и ее восточного подножья. Строение окружающей местности осталось автору неизвестным. Это, несомненно, отозвалось на объективности выводов.

LES TRAVERTINS DE DAWALOU

Résumé

Chargé de recherches géologiques pour les nouvelles usines de ciment Portland au Caucase, l'auteur visita en hiver de 1927 et de 1929 les gisements de calcaire aux environs de Dawalou dans la vallée de l'Araxe. Il existe dans cette région deux types de gisements. Les uns sont d'âge paléozoïque (probablement Dévonien ou Carbonifère) et consistent de calcaires noirs silicifiés, qui surgissent en forme de témoins au milieu de la plaine de l'Araxe. Ils possèdent une schistosité parfaite et sont fortement inclinés; leur inclinaison varie de 40 à 74° NE, leur direction de 314 à 339° NW.

Les autres calcaires, de structure poreuse, forment le dôme arrondi du Salakite, qui remonte au nord vers la chaîne des montagnes Saraï-Bulach. Ils occupent la surface de plusieurs kilomètres carrés. L'épaisseur totale des couches remonte à 14 mètres environ et peut être déterminée sur les flancs de la montagne. La direction des couches change de 261° WSW à 345° NNW et l'inclinaison de 3—4° NE à 11° SW et à 28° SSE dans les différentes parties du dôme.

Ces calcaires contiennent de nombreuses empreintes de feuilles d'Angiospermes et des tubes arrondis, qui sont peut-être les restes de tiges. Des cristaux de calcite et des druses d'aragonite de forme radiée et sphérique se trouvent dans les pores.

Ces calcaires remontent sur les pentes de la montagne en forme d'escalier, dont les marches ont une hauteur de 0.30 à 1.00 mètre environ. Sur la cime du dôme les couches sont horizontales.

Dans les ravins sur le flanc oriental du Salakite apparaissent des argiles, qui forment le soubassement de la montagne.

Dans la majorité des cas ils ne sont pas schisteux; la schistosité apparaît pourtant dans leurs parties inférieures. Ils sont de couleurs grises et rouges et leur épaisseur apparente atteint 10 mètres environ.

Au pied du Salakite, sur ce même versant, dans un petit ravin affleure une roche de couleur grise, qui contient des cristaux de pyroxène et de feldspath, dans une masse grenue de carbonate. L'étude microscopique a permis de la déterminer comme une roche tuffoïde.

La plaine au pied du Salakite est remplie de débris de roches volcaniques et de calcaire du type du Salakite, formant des couches irrégulières.

La composition chimique des calcaires du Salakite est presque celle du CaCO_3 , avec une quantité insignifiante de SiO_2 , d' Al_2O_3 , de MgO , de P_2O_5 et de S. La composition des argiles est caractérisée par une grande teneur en CaCO_3 et en oxyde de fer.

Des travaux de recherches furent organisés dans le massif du Salakite par le département des mines de l'Arménie et de nombreuses analyses chimiques des argiles du soubassement de cette montagne ont été faites au laboratoire d'Erevan. Elles montrent que les argiles sont quelquefois riches en sulfates de magnésie, de chaux et d'alcalies.

L'étude microscopique donne le tableau suivant.

Les calcaires du Salakite sont composés d'une masse microgrenue de calcite et de prismes allongés biaxes d'aragonite plus rares. De nombreux restes de plantes sont inclus dans cette masse et appartiennent, peut être, à des semences, des lambeaux de tissus et des sporanges. Des grains d'oolithe de forme arrondie sont distribués d'une façon irrégulière. Des grains de calcite de dimensions plus grandes, maclés suivant le rhomboèdre, remplissent les cavités des corps organiques et sont de formation plus récente. Des minces bandes d'opale traversent çà-et-là la masse microgrenue de carbonate. Quelques grains de quartz, de plagioclase et de pyroxène se trouvent dans les parties inférieures des calcaires poreux. Ce sont probablement des cendres volcaniques.

La roche tuffoïde, retrouvée au pied du mont Salakite, contient dans une masse microgrenue de carbonate de nombreux morceaux de lave, des cristaux de plagioclase, de pyroxène, quelquefois idiomorphes, et des lamelles de mica noir. La masse microgrenue de carbonate forme des auréoles autour de tous ces éléments de roches volcaniques et est quelquefois infiltrée dans leurs pores. Cette roche est donc un agglomérat de cendres et de tuf calcaire.

De gros grains de calcite et des sphérolithes, formés d'individus allongés (d'aragonite?), se retrouvent çà-et-là dans cette roche complexe. De nombreux zéolithes, des petites géodes de chlorite et rarement de l'épidote remplissent les pores.

La distribution de tous ces éléments est irrégulière et la quantité de cristaux de pyroxène, par exemple, est différente dans les différents échantillons. Les cristaux de plagioclase sont souvent infiltrés de verre volcanique, qui rend leur détermination difficile. Leur composition très variée est illustrée par le tableau sur la page 21. Les pyroxènes sont représentés par deux variétés — l'une monoclinique, l'autre — rhombique (l'hypersthène).

Les morceaux de lave sont de structure différente. Les uns sont riches en microlithes de plagioclases, noyés dans le verre de couleur claire ou foncée. Dans d'autres le verre prédomine ou forme même à lui seul les morceaux. Leurs pores sont souvent remplies par du carbonate. Outre ces éléments on trouve dans les laves des petits phénos de pyroxène et de plagioclase. Les produits de la dévitrification du verre sont représentés par des minéraux du groupe des chlorites.

La comparaison de nos roches tuffoïdes avec les différentes roches volcaniques de l'Arménie montre une grande analogie avec les laves de l'Ararat, qui est l'un des centres volcaniques les plus rapprochés du Salakite. Il est fort probable, que les cendres de ce volcan furent noyées dans les dépôts de calcaire lors de leur formation.

Les calcaires du Salakite sont des travertins. C'est prouvé par leur porosité, par leur gisement, en forme d'escalier, par l'abondance des restes de plantes, par la présence d'aragonite et par leur composition chimique. Des sources thermales surgissent encore actuellement aux environs du Salakite. Elles ont dû être beaucoup plus actives pendant la formation des travertins. L'âge de ces tufs calcaires ne se laisse déterminer qu'approximativement par les feuilles d'Angiospermes, dans lesquelles le Prof. Krétchétovitich a reconnu *Fagus Antipovi* Heer ou *Fagus orientalis* Lipski. La première variété fut trouvée dans le Miocène inférieur et la deuxième dans les travertins post-glaciaires de Douschéti au versant méridional de la chaîne principale du Caucase.

Les argiles du soubassement du Salakite sont probablement d'âge tertiaire. Ils ont perdu leur schistosité et ont adopté une couleur rouge, grâce à l'oxydation du carbonate de fer par les eaux thermales.

ЗАМЕТКА О ДИАТОМИТАХ И ТРАССАХ ТЕТЖЕРАБАДА

I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Село Тетжерабад расположено в 15 км на восток от Еревана, на склонах Агманганского плоскогорья, в области почти сплошного распространения молодых вулканических пород. Эта местность была посещена автором в январе 1929 г., по поручению Горного отдела СНХ Армении, с целью осмотра месторождений цемянок-диатомитов и трассов.

В Горном отделе автору удалось ознакомиться с некоторыми материалами, касающимися этих месторождений.

Так, по трепелам (диатомитам) имелись образцы, представляющие собою тонкослоистые, белые и серые породы, маркие и меловидные. Они упоминаются в статье Эдиберидзе «Диатомиты», изданной Закавказским концессионным комитетом (Тифлис, 1928 г.), и в рукописном докладе инж. Айвазян 1925 г. (см. также Экономический вестник Армении, № 4). Эдиберидзе приводит следующий их химический состав.

Валовой анализ в %

SiO ₂ инертной	71.20
SiO ₂ активной	4.46
Al ₂ O ₃	4.87
Fe ₂ O ₃	5.67
CaO	4.22
MgO	следы
SO ₃	2.05
Летучие вещества	10.16
Влажность	8.80

Мощность слоев трепела достигает 3—4 м. По данным горного инженера В. Н. Котляра, они выходят в верховьях и в правом берегу сухого лога Чахлах-дере. Над ними согласно залегают ракушечники, мощностью до 4—5 м, а выше—эффузивные породы.

Штольнями трепелы были прослежены вглубь на 6 м, но далее наметилось непостоянство в их залегании. Простираение их вряд ли значительное.

По трассам автору были сообщены следующие данные. Согласно карте студента Хитарян, место их разведок расположено между селами Мангюсом и Кюллюджей, примерно в 2.5 км от Тетжерабата. Образцы, имевшиеся в Горном отделе, представляли собой серые пористые породы

с мелкими вкрапленниками амфибола или пироксена и темной слюды. По внешнему виду они напоминали андезитовые туфы Венгрии. Из рукописных материалов имелась упомянутая выше карта и доклад горного инженера В. Н. Котляра. По данным последнего исследователя, а также по данным академика Абиха, над этими вулканическими туфами залегают известковые туфы. Они лежат в свою очередь на мощных валунных (?—Н. С.) отложениях, а местами покрываются ими или делювием. Мощность их непостоянна, но площадь распространения значительна, даже на выходах.

По внешнему виду можно различить розоватые и серые, иногда с песчанистым строением. Запасы их в момент посещения (январь 1929 г.) были еще не подсчитаны, и, по мнению сотрудников Горного отдела, желательны были усиленные разведки алмазным бурением, детальное опробование и испытания на гидравличность (некоторые испытания были произведены в лаборатории проф. Кинда в Ленинграде). Приводим частичный анализ розового туфа, по данным инженера Айвазьян (в %):

SiO ₂	62.13
R ₂ O ₃	21.01
CaO	3.70
MgO	0.67
Потеря при прокаливании	6.79

После изучения материалов Горного отдела, автор лично посетил месторождения Тетжерабата. Целью экскурсии было не геологическое исследование, а лишь взятие образцов для лабораторного—химического и микроскопического изучения.

Месторождения трассов расположены, как выше указано, между дд. Мангюсом и Кюллюджей, на склонах холмов, над долиной, в которой лежит Тетжерабат. Для взятия проб были осмотрены шурфы, пройденные Хитаряном (фиг. 1).

По Сухому логу, на северном склоне холма, заложен шурф № 12, обнаживший породы того типа, который представлен в коллекциях Горного отдела (наш обр. № 31). Мощность их достигает 2 м.

Выше по склону на восток заложен шурф № 10, глубиной до 6 м (наш обр. № 32). Примерно, в 60 м на восток от него находится шурф № 16, глубиной до 9 м (наш обр. № 33). Между ними и последними на восток шурфами взят образец темной, почти черной лавы из крупных валунов (наш обр. № 34).

Наиболее восточным шурфом Хитаряна является № 1, пройденный в балке с родником. Здесь в обнажении взят наш образец № 35, и из валунов—образец темной лавы № 36. Судя по наличию и обилию этих огромных валунов, усеивающих склоны холмов, можно ожидать где-то над трассами коренных месторождений андезитов.

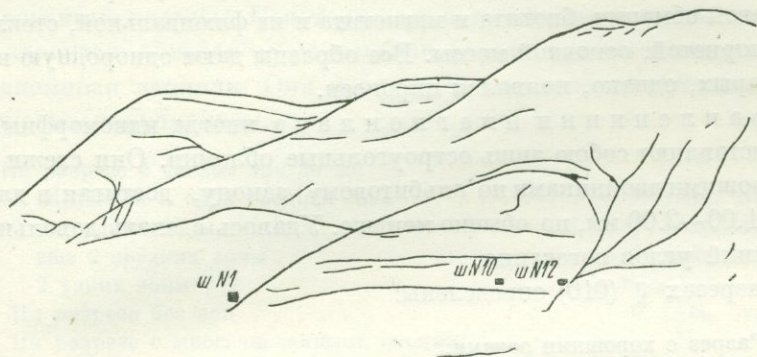
Ниже по склону—шурф № 2, глубиной более 4 м, с делювием более 1.5 м. Из него образцы не были взяты. Шурф № 3 (обр. № 37) имеет глубину

более 3 м. Шурф № 4 (обр. № 38) глубиной до 4 м, из которых до 1.5 м делювия.

Со склонов холмов на северо-восток открывается панорама цепи вулканов Агмангана. Видно не менее пяти хорошо сохранившихся конусов на гребнях хребта и несколько разрушенных конусов на склонах.

На дне лога, к северо-востоку от Тетжерабда, расположены шурфы проф. Абдаляян. Из одного из них, глубиной до 6 м, был взят наш образец № 39.

Приведенные данные позволяют считать мощность трассов не менее нескольких метров. Залегание их на разведанной площади несколько неясное, возможно, что сплошное.



Фиг. 1. Месторождение трассов у Тетжерабда

Месторождение трепела расположено между сс. Тетжерабд и Шагаб, в логу Чахмах-дере. Оно представляет собою тонкослоистые белые породы, покрываемые ракушечниками и переслаивающиеся с желтыми песчаниками или туфами (см. ниже). Толщина слоев первых от 1 до 4 см, а толщина прослоев песчаника или туфа—доли сантиметра (нами взяты пробы трепелов и известняка № 40, 41, 42, 43 и 44, через 1 м друг от друга, так что мощность трепелов надо оценивать около 4 м).

Простираение слоев 270°W
Падение 10°S

На всем склоне пологого холма над трепелами находятся осыпи и глыбы темных лав (наш обр. № 45). Вскрыша у самого края, в логу, не превосходит 0.5 м, но выше по склону быстро растет.

Дорога из Тетжерабда в Ереван идет среди сплошных обнажений вулканических пород. В ущелье речки и в каменоломнях у с. Джервеш—слоистые светлосерые и светложелтые туфы. Между Джервешем и Норком, на склонах холмов,—обильные глыбы и россыпи вулканических пород. Здесь взяты образцы красной и темной лавы (№ 46 и 47). На крутом обрывистом склоне от с. Норк к Еревану—сплошные выходы и осыпи черной пористой лавы.

II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Все собранные образцы были подвергнуты микроскопическому, а некоторые и химическому исследованию.

Слюдяно-роговообманковые андезиты

К этой категории относятся как раз все те породы, которые были выше определены как т р а с с ы. Среди них имеются и настоящие лавы, и туфы или туфолавы. Из собранных нами образцов сюда относятся: № 32 из шурфа № 10, № 35 из шурфа № 1, № 31 из шурфа № 12 и № 33 из шурфа № 16.

Эти типичные красивые горные породы состоят из обильных, но неравномерно распределенных вкрапленников плагиоклаза, коричневой и зеленой роговой обманки, биотита и магнетита и из флюидалной, стекловатой, иногда пористой, основной массы. Все образцы дают однородную картину. В некоторых, однако, появился пироксен.

В к р а п л е н н и к и п л а г и о к л а з а иногда идиоморфны, а иногда представляют собою лишь остроугольные обломки. Они свежи и обладают хорошими двойниками по альбитовому закону, достигая в длину максимум 1.00—2.00 мм, но обычно меньше. Удалось сделать довольно много определений углов погасания.

На разрезах $\parallel (010)$ определены:

1) Разрез с хорошими зонами:

ядро	3° (Ab ₆₇ An ₃₃)
периферия	7° (Ab ₆₂ An ₃₈)

2) Подобный же разрез:

ядро	3° (Ab ₆₇ An ₃₃)
средняя зона	10° (Ab ₅₈ An ₄₂)
периферия	7° (Ab ₆₂ An ₃₈)

На некоторых разрезах имеется до 20 концентрических зон, но они ненадежны по своей ориентировке и потому не могут быть использованы для определения углов погасания. Есть вполне идиоморфные. Кроме альбитовых, часто встречаются карлсбадские и периклиновые двойники. Иногда наблюдается легкое оплавление краев.

3) На разрезе $\parallel (010)$ без зон 0° (Ab₇₂An₂₈)

4) На зонарном:

ядро	6° (Ab ₆₃ An ₃₇)
периферия	1° (Ab ₇₀ An ₃₀)

5) На подобном же:

ядро	1° (Ab ₇₀ An ₃₀)
периферия	6° (Ab ₆₃ An ₃₇)

6) На прекрасном зонарном разрезе с косым выходом пг:

ядро	— 2° (Ab ₆₉ An ₃₁)
широкая средняя зона	— 3° (Ab ₆₇ An ₃₃)

- | | |
|----------------------------------|--|
| следующая узкая зона | $-4\frac{1}{2}^{\circ}$ (Ab ₆₅ An ₃₅) |
| следующая зона снаружи | $-1\frac{1}{2}^{\circ}$ (Ab ₇₁ An ₂₉) |
| наружная зона | $+2\frac{1}{2}^{\circ}$ (Ab ₇₅ An ₂₅) |
- 7) На зонарном же:
- | | |
|--------------------------------|---|
| ядро и наружная зона | $8\frac{1}{2}^{\circ}$ (Ab ₆₃ An ₄₀) |
| средняя зона | 6° (Ab ₆₃ An ₃₇) |
- 8) Еще на одном подобном же, с прекрасными зонами:
- | | |
|---|--|
| ядро, одна из широких средних зон и наружная зона ближайшая к ядру и несколько тонких средних зон | 0° (Ab ₇₂ An ₂₈) |
| | 2° (Ab ₆₈ An ₃₂) |

Обилие периклиновых двойников не позволяет иногда найти хорошо ориентированные разрезы. Некоторые зерна плагиоклаза имеют явно обломочный характер, обладая остроугольной формой и даже вытянутыми концами, напоминая лапилли. Они производят впечатление кусочков пепла, но не вкрапленников лавы.

- 9) На разрезе с числом зон до 20:
- | | |
|--|--|
| наружная и одна средняя зона | $+7^{\circ}$ (Ab ₈₁ An ₁₉) |
| 2 средних зоны | $+11^{\circ}$ (Ab ₈₅ An ₁₅) |
| еще 2 средних зоны | $+13^{\circ}$ (Ab ₈₈ An ₁₂) |
| 2 узких зоны | $+18\frac{1}{2}^{\circ}$ (Ab ₉₆ An ₄) |
- 10) На разрезе без зон 0° (Ab₇₂ An₂₈)
- 11) На разрезе с многочисленными зонами:
- | | |
|---|---|
| ядро и несколько тонких промежуточных зон | $+2^{\circ}$ (Ab ₇₄ An ₂₆) |
| несколько узких промежуточных зон | $+9^{\circ}$ (Ab ₈₃ An ₁₇) |
| наружная и 1 широкая внутренняя зона | $+4^{\circ}$ (Ab ₇₇ An ₂₃) |

На разрезах симметрической зоны \perp (010) в различных шлифах измерены углы погасания до 26° (Ab₅₃ An₄₇).

В к р а п л е н н и к и б и о т и т а представлены иногда вполне идиоморфными пластинками, как спайными, т. е. перпендикулярными n_p , так и вытянутыми, параллельными плоскости оптических осей. Их отличительным свойством является оригинальный плеохроизм:

по n_g — темнооранжевый или оранжево-красный
 » n_p — светложелтый

Погасание их почти прямое; на разрезах \parallel (001) слегка наклонно выходит острая биссектриса n_p угла $2V$ в несколько градусов.

$$\left. \begin{array}{l} n_g - n_p = 0.0474 \\ n_g - n_p = 0.057 \end{array} \right\} \text{(компенсатор Векк)}$$

В некоторых пластинках биотита включены обильные мельчайшие призмочки апатита, в виде вытянутых и гексагональных разрезов, иногда с пузырьками жидкости. Один кристаллик апатита окружен оболочкой совершенно не поляризующей. Пластинки биотита обильны и обычно разбросаны по всему шлифу, но иногда скопляются в большом количестве вместе с амфиболом.

Кроме описанной оранжевой разности, биотит представлен и более темною; в этом случае его легко смешать с коричневым амфиболом, от которого он, однако, отличается более высоким двупреломлением. Погасание этой разности прямое.

$$n_g - n_p = 0.0425 \text{ (компенсатор Berek)}$$

Отличается она весьма интенсивным плеохроизмом:

$$\begin{aligned} \text{по } n_g & \text{ — черно-коричневый,} \\ \text{» } n_p & \text{ — желтый. } \end{aligned}$$

В биотите включены иногда обильные мельчайшие кристаллики магнетита в виде сростков, прорастающих его перпендикулярно к спайности. Повидимому, этот биотит очень богат железом, так как окраска спайных пластинок чрезвычайно густая. В сходящемся свете на них иногда лишь с трудом удается разглядеть широкий крест и определить гипсом-компенсатором оптический знак —. В других случаях одноосность вполне отчетлива. Нередко вкрапленники биотита имеют неправильные очертания, лишь с намеками на идиоморфизм, чаще же бахромчатые или совершенно случайные, явно указывающие на коррозию в магме.

Размер пластинок биотита равен максимум 1.0—1.5 мм.

Вкрапленники коричневой роговой обманки характеризуются короткопризматическим габитусом своих кристаллов, слегка вытянутых параллельно оси зоны призмы. И эти разрезы, и перпендикулярные им нередко бывают идиоморфны; иногда они подвергались оплавлению. На различных ориентированных разрезах можно определить почти все константы этого минерала.

Плоскость оптических осей располагается симметрично по отношению к спайностям по призме, разделяя угол ее пополам; она параллельна плоскости (010). Угол призмы = 124—125°.

Погасание: $n_g : c = \text{от } 6\frac{1}{2}^\circ \text{ до } 40^\circ$

$$\begin{aligned} \text{Силы двупреломления: } n_g - n_p &= 0.0384 \\ n_g - n_m &= 0.0101 \\ n_m - n_p &= 0.0247 \end{aligned} \left. \vphantom{\begin{aligned} n_g - n_p \\ n_g - n_m \\ n_m - n_p \end{aligned}} \right\} \text{(компенсатор Berek)}$$

Плеохроизм: по n_g — зеленовато- и красновато-коричневый — до бурого,
 » n_m — подобный же посветлее, до бурого,
 » n_p — серовато-желтоватый.

Оптический знак отчетливо —. $2V$, видимо, большой, так как на разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, гиперболы слегка выходят из поля зрения. Все эти свойства показывают, что перед нами один из моноклинических амфиболов ряда базальтической роговой обманки. Повидимому, это какой-то переходный член между настоящей базальтической и бурой роговой обманкой.

Среди обильных кристаллов встречаются sdвойникованные по призме. В общем, преобладают разрезы одинаковой ориентировки, например \perp

тупой биссектрисе, что свидетельствует о токах в магме, параллельно которым расположилась длинная ось кристаллов.

Кроме этой коричневой, в описываемых породах встречается еще бурозеленая роговая обманка, представленная иногда идиоморфными разрезами, но чаще с оплавленными, неровными контурами. Некоторые куски имеют форму совершенно случайных обломков и придают породе, вместе с соответствующими кусками плагиоклаза, туфовидный, обломочный характер. Удалось определить следующие константы:

$$\left. \begin{array}{l} c : n_{g\bar{c}} = 5^\circ \\ n_g - n_p = 0.026 \\ n_m - n_p = \left\{ \begin{array}{l} 1) 0.0196 \\ 2) 0.0190 \\ 3) 0.0187 \end{array} \right\} \text{ (компенсатор Верек)} \\ n_g - n_m = 0.0046 \end{array} \right\}$$

Плеохроизм: по n_g — зелено-бурый,
 » n_m — буро-зеленый,
 » n_p — желто-бурый или зеленоватый.

Оптический знак —. Положение плоскости оптических осей параллельно плохо выраженной спайности (010) и симметрично по отношению угла спайности по призме. Собственная окраска буро-зеленая.

Вкрапленники пироксена обычно весьма малочисленны. Они представлены моноклинической разностью ряда диоксида, со знаком +, с положением плоскости оптических осей параллельным (010) и симметричным по отношению к углу призмы, с большим $2V$, гиперболы которого и на разрезе \perp острой биссектрисе выходят из поля зрения.

$$\begin{array}{l} \text{Двупреломления: } n_m - n_p \text{ — около } 0.010, \\ n_g - n_p \text{ — } \text{ » } 0.027. \end{array}$$

Плеохроизм: по n_g — желтоватый,
 » n_m — желтоватый более светлый,
 » n_p — серовато-буроватый.

Встречается также пироксен ряда авгита, в виде немногих зерен с $n_g - n_p = 0.0231$ (компенсатор Верек), $n_g : c = 43^\circ$, со слегка намеченным плеохроизмом в серовато-зеленоватых тонах, оптически положительный.

Наконец, встречаются немногие зерна ромбического пироксена, видимо, ряда энстатита, со строго прямым погасанием даже на разрезах параллельных плоскости оптических осей, с $n_g - n_p = 0.0117$ (компенсатор Верек), при полном отсутствии плеохроизма.

Магнетит представлен двумя поколениями. Более крупные зерна, диаметром до 0.75 мм, иногда идиоморфные, квадратной формы, иногда образующие скопления. Обычный их размер, однако, не превосходит десятых долей миллиметра. Следует отметить, что даже наиболее идиоморфные из них имеют все-таки слегка округленные контуры. Большинство совершенно не идиоморфно. Второе поколение представлено мельчайшими

зернами, рассеянными в основной массе. Они обычно бесформенны или имеют форму вытянутых палочек, кристаллитов и глобулитов. Иногда встречаются мельчайшие кубы и октаэдры. Между обоими поколениями имеются переходы.

В общем, следует отметить, что количество магнетита обоих поколений не велико. Большой интерес представляет оплавленность его зерен, свидетельствующая об энергичной коррозии магмой в ранние периоды ее застывания.

Основная масса описываемых слюдяно-роговообманковых андезитов чрезвычайно богата стеклом, которое имеет то флюидальное, то пузыристое, ячеистое строение. В его, почти бесцветной, афанитовой массе намечается много кристаллических точек, видимо, принадлежащих главным образом полевым шпатам. Параллельно слоистости стекла вытянуты пузырьки жидкости. Местами узенькие, вытянутые полоски стекла реагируют на поляризованный свет, точно подвергшись начальной кристаллизации. Довольно много красных крупиночек, видимо, руды, плеохроичных полосок, вероятно, биотита и мелких бурых точек роговой обманки и широксена.

Кроме участков с преобладанием стекла, в основной массе имеются участки с обильными микролитами преимущественно полевых шпатов вытянутой формы, слабо сдвойникованных.

На разрезах параллельных (010) удалось определить погасания:

1)	9° (Ab ₅₉ An ₄₁)
2)	13° (Ab ₅₄ An ₄₆)
3)	0° (Ab ₇₂ An ₂₈)

Микролиты полевых шпатов плавают иногда в светлороме стекле. Структура основной массы может быть названа местами интерсертальной, местами флюидальной.

В основной массе встречаются иногда, закрывающие собою полевые шпаты, обильные зерна округлой формы с довольно высоким показателем преломления. Создается впечатление, что это зерна эпидота. Встречается также, как указано выше, довольно много черных зерен руды.

Участки основной массы с различным строением стекла—зернистым и флюидальным—переходят друг в друга без резкой границы, иллюстрируя, следовательно, лишь застывание при различных физических условиях.

В некоторых образцах заметна двойственность в строении основной массы. Большую часть ее составляет серая, плотная, стекловатая масса с отчетливо различимыми в ней микролитами полевых шпатов и других минералов, а меньшую—пористая, ячеистая, капелевидная масса с чуть заметными поляризующими точками; последняя нередко образует округлые куски, включенные в серую массу первого типа. При применении сильных увеличений серая масса разлагается на сплошной агрегат мельчайших,

неопределимых микролитов плагиоклаза, редких — пироксена, точек руды и сероватого стекла. По существу—это нормальное микрофельзитовое стекло. Второй тип основной массы имеет строение, описанное уже выше.

Эта двойственность в строении основной массы, быть может, дает некоторое право назвать подобную породу туфолавой, тем более, что даже микролиты плагиоклаза имеют иногда форму обломков.

Между размерами микролитов и вкрапленников существуют всевозможные переходы.

Туфы роговообманково-слюдяных андезитов

Туф из шурфа № 4 (обр. № 38)

В противоположность роговообманково-слюдяным андезитам туфы имеют явно неоднородный характер. Они состоят из обломков различных вулканических пород и из отдельных кристаллов плагиоклаза, коричневой роговой обманки, биотита и пироксена. Значительную часть обломков составляют такие же слюдяно-рогово-обманковые андезиты, что и описанные выше.

Куски лавы различаются уже по цвету основной массы, окрашенной в различные тона от светлосерых до почти черных. Обломки роговообманково-слюдяных андезитов состоят из вкрапленников плагиоклаза с альбитовыми двойниками, идиоморфных вкрапленников красно-коричневой роговой обманки, часто сплошь или почти сплошь оруденевших, микролитов плагиоклаза и светлосерого стекла.

Другие куски лавы относятся к микролитовому андезиту и состоят из мелких вкрапленников плагиоклаза, пироксена, магнетита, обильных микролитов плагиоклаза и бурого стекла; микролиты расположены иногда флюидално. В основной массе имеется местами и мелкозернистый карбонат. Третьи куски принадлежат, видимо, базальтовой породе и состоят из вытянутых вкрапленников плагиоклаза, красных псевдоморфоз, видимо, по оливину, столбчатых микролитов плагиоклаза, зерен пироксена и превосходно образованных дендритов магнетита, настолько обильных, что они составляют черный фон породы. Видимо, также базальту принадлежат куски, состоящие из столбиков плагиоклаза—вкрапленников и микролитов,—из вкрапленников пироксена, зерен магнетита и красновато-бурого стекла. Следовательно, в образовании этого туфа приняли участие 3 различных породы: роговообманково-слюдяный, микролитовый андезит и базальт.

Отдельные кристаллы, рассеянные в пещле, относятся к следующим минералам:

Гиперстен в виде удлиненных, призматических кристалликов, со строго прямым погасанием и плеохроизмом в зеленоватых и серовато-буроватых тонах.

Зеленая роговая обманка в виде мелких призмочек с плеохроизмом в зеленых и буровато-зеленых тонах, с

$$n_g : c = 12^\circ, \\ n_g - n_p \text{ — около } 0.022\text{—}0.023.$$

Коричневая роговая обманка представлена многочисленными кристалликами с интенсивным плеохроизмом.

по n_g — красно-коричневый,
» n_m — оранжевый.

$$n_g : c = 2.5^\circ\text{—}3^\circ$$

Повидимому, она принадлежит к группе базальтических роговых обманок.

Биотит развит в виде крупных пластинок с заметной двуосностью, ясным оптическим знаком — и сильным плеохроизмом в коричневых тонах.

Диопсиду, видимо, принадлежат светлозеленоватые зерна с

$$n_g : c = 38^\circ \\ n_g - n_p \text{ — около } 0.029$$

Плагиоклазы представлены обычно обломками, часто лишенными всякого идиоморфизма, но свежими, сдвойникованными по альбитовому и периклиновому законам; они не обнаруживают никаких следов оплавления.

На разрезе $\parallel (010)$ с идиоморфными очертаниями
погасание $-38^\circ (Ab_0 An_{100})$
В симметрической зоне $\perp (010)$ определены углы
погасания до $20^\circ (Ab_{63} An_{37})$.

Состав плагиоклазов, следовательно, очень разнообразен, что стоит в связи с разнообразием состава кусков лав, погребенных в этом пепле.

Данные, приведенные о пепле, показывают, что он является сложным образованием, содержащим обломки различных лав. Преобладающую роль в нем, однако, играет роговообманково-слюдяный андезит, к которому относятся не только целые куски лавы, но и большинство отдельных кристаллов различных минералов. Наша порода представляет собою, следовательно, один из ярко выраженных случаев комплексного агломератного туфа.

Туф из шурфа № 3 (обр. № 37)

Этот туф отчасти напоминает предыдущий, но содержит обломки менее разнообразных лав. Он имеет явно обломочное строение и состоит из многочисленных кусков плагиоклаза, часто остроугольной формы, обломков и реже идиоморфных кристаллов буро-зеленой роговой обманки, идиоморфных пластинок биотита, кусков лавы из бурого стекла, плагиоклаза и красно-коричневой роговой обманки и кусков лавы из бесцветного стекла

с флюидалной структурой и из зеленой роговой обманки. По совокупности данных породу можно назвать типичным туфом слюдяно-роговообманковых андезитов.

Пластинки биотита имеют часто идиоморфные контуры и достигают в длину 0.5—1.00 мм; их погасание строго прямое.

$$n_g - n_p \text{ — около } 0.040$$

Плеохроизм: по n_g — оранжевый,
» n_p — серовато-желтоватый.

Зеленая роговая обманка с обычными свойствами. Плоскость оптических осей делит пополам угол призматической спайности.

$$n_g : c = 18\frac{1}{2}^\circ;$$

$$n_m^x - n_p \text{ — около } 0.018$$

$$n_g - n_p \text{ — » } 0.023$$

Плеохроизм: по n_g — темнозеленый,
» n_m — буро-зеленый,
» n_p — серовато-желтый.

Плагиоклазы, как было уже сказано, представлены обломками разнообразной, часто остроугольной формы, все совершенно свежи, но дают мало ориентированных разрезов.

Куски лавы с бурым стеклом состоят из вкрапленников плагиоклаза, длиной до 0.1 мм, с погасанием на разрезах $\parallel (010) = 13^\circ$ ($Ab_{54} An_{46}$), пластинок биотита, вкрапленников красно-коричневой роговой обманки, иногда идиоморфных и окруженных каймой красного железняка. Свойства этого амфибола и амфибола из роговообманково-слюдяных андезитов почти тождественны, кроме угла погасания:

$$n_g : c = 21^\circ;$$

$$n_g - n_p \text{ — около } 0.035$$

$$n_m - n_p \text{ — » } 0.030$$

Плеохроизм: по n_g — красно-коричневый,
» n_m — оранжевый,
» n_p — серовато-желтый.

Плоскость оптических осей делит пополам угол призматической спайности и $\parallel (010)$.

Красная кайма облекает не все кристаллы амфибола, но некоторые полностью. К ним иногда прилипают короткопризматические кристаллики апатита. Повидимому, этот амфибол принадлежит к группе базальтических, но слишком велик угол $n_g : c$.

Основная масса этой лавы представляет собой обильное скопление микроритов плагиоклаза и той же красно-коричневой роговой обманки, пропитанное светлобуроватым стеклом. Некоторые разрезы плагиоклаза $\parallel (010)$ обнаруживают прямое погасание ($Ab_{72} An_{28}$).

Куски лавы с бесцветным стеклом состоят из ячеистой флюидальной массы изотропного стекла, значительно преобладающей над кристаллическими элементами. В расширениях полосок стекла зажаты пузырьки какой-то жидкости, показатель преломления которой выше показателя преломления стекла. Это, вероятно, остатки пнейматолитических агентов. Пузырьки эти становятся удлиненными в узких полосках стекла, всецело подчиняясь их форме. Иногда они не сплошь заполняют пустотки, и остается узенькая каемка между пузырьками и стенкой полости.

В стекле просвечивают мельчайшие, обильные, совершенно неопределимые, кристаллические точки, поляризующие в белом цвете I порядка и принадлежащие, вероятно, полевым шпатам. Встречается и небольшое число более высоко поляризующих точек, принадлежащих, быть может, роговой обманке. В качестве вкрапленников встречаются бесформенные обломки плагиоклаза и зелено-бурой роговой обманки.

Мы видим, что описываемый туф, в противоположность предыдущему, представляет собой чистый туф слюдяно-роговообманковых андезитов.

Ниже приводим химические анализы (в %) некоторых из описанных пород, произведенные автором:

Состав	Образец № 31 из шурфа № 12	Образец № 33 из шурфа № 16	Образец № 35 из шурфа № 1
	Состав в %		
SiO ₂ нерастворимая	53.55	58.40	52.66
SiO ₂ растворимая	4.22	2.23	3.65
TiO ₂	0.51	0.51	0.45
Al ₂ O ₃	20.68	19.41	21.38
Fe ₂ O ₃	4.81	5.11	4.89
CaO	5.21	4.38	4.31
MgO	2.68	1.11	2.51
K ₂ O	1.88	3.48	} не определялись
Na ₂ O	3.49	2.63	
H ₂ O > 110°	2.33	1.94	2.39
H ₂ O < 110°	0.69	0.20	0.45
Сумма	100.05	99.40	—

Определение растворимой SiO₂ произведено по методу Лунге и Мильберга.

Перечисление анализа роговообманково-слюдяного андезита Тетжербада (образец № 31 из шурфа № 12)

По методу Левинсон-Лессинга

Состав	Валовой анализ в %	Обезвоженный и перечисленный на 100%	Молекулярные количества
SiO ₂	57.77	59.54	0.986
TiO ₂	0.51	0.53	0.007
Al ₂ O ₃	20.68	21.31	0.209
Fe ₂ O ₃	4.81	4.96	0.031
CaO	5.21	5.37	0.096
MgO	2.68	2.76	0.068
K ₂ O	1.88	1.94	0.021
Na ₂ O	3.49	3.59	0.058
Потеря при прокалив. .	3.02	—	
Сумма	100.05	100.00	

$RO_2 = 0.993$
 $R_2O_3 = 0.240$
 $RO = 0.164$
 $R_2O = 0.079$
 $\bar{R}O = 0.243$

Магматическая формула: $4.14 RO_2 : R_2O_3 : \bar{R}O$;

$\alpha = 2.07$;

$R_2O : RO = 1 : 2.08$

По методу Озанна

Состав	Анализ обезвоженный, вес Fe в FeO (в %)	Перечисленный на 100%	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	57.77	59.83	0.991	65.46%
TiO ₂	0.51	0.53	0.007	0.46
Al ₂ O ₃	20.68	21.42	0.210	13.87
FeO	4.33	4.48	0.062	4.09
CaO	5.21	5.40	0.096	6.34
MgO	2.68	2.78	0.069	4.56
K ₂ O	1.88	1.95	0.021	1.39
Na ₂ O	3.49	3.61	0.058	3.83
Сумма	96.55	100.00	1.514	100.00

$S = 65.92$
 $\frac{13.87 - 5.22 = A}{8.65}$
 $F = 8.65$
 $\frac{8.65 - 6.34 = C}{2.31 = T}$
 $A = 5.22$

Формула породы: $S_{65.92} A_{5.22} C_{6.34} F_{8.65} T_{2.31}$

Проверка: $S + 2A + 2C + F + T = 65.92 + 10.44 + 12.68 + 8.65 + 2.31 = 100.00$
 $F + T$ соединим в одну группу, входящую в состав слюды и амфибола = 10.96.

Проекционные количества: $S_{65.92} a_{4.6} c_{5.6} f_{9.8}$; $n = 7.3$; $a + c + f = 20$.

Вычисленный состав: $Pl_g = Ab_{9.2} An_{5.6} = Ab_{6.2} An_{3.8}$

По методу Niggli

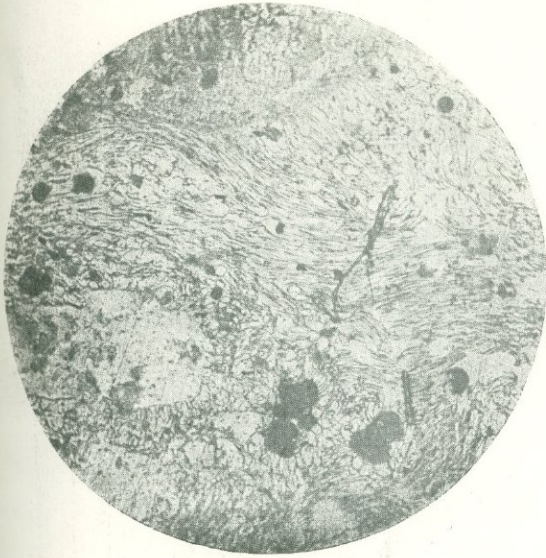
Состав	Молек. количества	Молек. количества для вычисления чисел Niggli	Числа Niggli
SiO ₂	0.991	SiO ₂ = 991;	Si = 192.00
TiO ₂	0.007		
Al ₂ O ₃	0.210	Al ₂ O ₃ = 210;	al = 40.7
FeO	0.062	FeO + MgO = 131;	fm = 25.4
MgO	0.069		
CaO	0.096	CaO = 96;	c = 18.6
K ₂ O	0.021	K ₂ O + Na ₂ O = 79;	alk = 15.3
Na ₂ O	0.058		
Сумма	1.514		

$c : fm = 0.73$; $mg = 0.53$; $k = 0.27$
 $Si' = 4alk + 100 = 61.2 + 100 = 161.2$
 $qz = Si - Si' = 192 - 161.2 = + 30.8$

По qz порода относится к «schwachsaurе, schwach an Si über-sättigte, acide Magmen». По $c : fm = 0.73$ она попадает в V сечение тетраэдра (0.67—1.00), в Eruptivfeld.

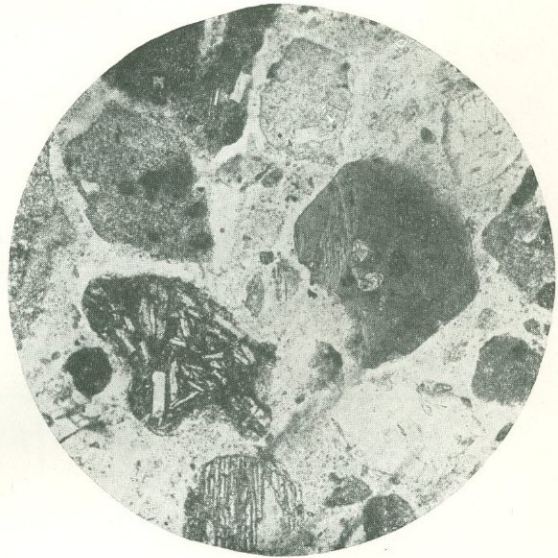
Вычисление количественного минералогического состава

Состав	Молек. количества	Титанит	Биотит	Альбит	Анортит	Метасп-ликаты	Кварц
SiO ₂	0.991	0.007	0.063	0.348	0.100	0.128	0.345
TiO ₂	0.007	0.007	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.210	—	0.021	0.058	0.050	0.081	—
FeO	0.062	—	0.021	—	—	0.041	—
CaO	0.096	0.007	—	—	0.050	0.039	—
MgO	0.069	—	0.021	—	—	0.048	—
Na ₂ O	0.058	—	—	0.058	—	—	—
K ₂ O	0.021	—	0.021	—	—	—	—
Сумма	1.514	0.021	0.147	0.464	0.200	0.337	0.345
Весовые % мине- ралов	100.10	1.38	10.29	30.55	13.96	23.08	20.84 (ча- стично в стекле)
				Pl _g = 44.51%			



Фиг. 1. Слюдяно-роговообманковый андезит.
Флюидальное строение стекла.
(Обр. № 32, с одним никодем, $\times 16$)

Фиг. 2. Туф слюдяно-роговообманкового андезита. Куски лавы, амфибол, биотит, плагиоклаз.
(Обр. № 38, с одним никодем, $\times 40$)



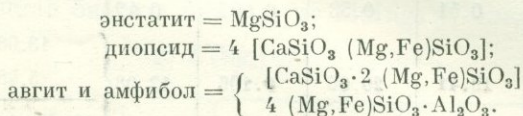
Фиг. 3. Пироксеновый андезит. Зонарный пироксен, плагиоклаз и основная масса.
(Обр. № 45. Николи скрещены, $\times 40$)



Состав Plg по микроскопическим данным $Ab_{70}An_{30}$.

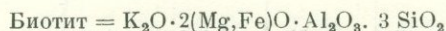
Состав метасиликатов:	0.048 $MgSiO_3$	6 $MgSiO_3$
	0.039 $CaSiO_3$	5 $CaSiO_3$
	0.041 $FeSiO_3$	5 $FeSiO_3$
	0.081 Al_2O_3	10 Al_2O_3

Эти частицы можно разнести следующим образом:



Избыток Al_2O_3 находится, вероятно, в стекле.

Состав биотита принят по Iddings'у.



Перечисление анализа роговообманково-слюдяного андезита Тетжерабда (обр. № 33 из шурфа № 16)

По методу Левинсон-Лессинга

Состав	Валовой анализ (в %)	Обезвоженный и перечисленный на 100%	Молекулярные количества	
SiO_2	60.63	62.34	1.032	} $RO_2 = 1.039$
TiO_2	0.51	0.52	0.007	
Al_2O_3	19.41	19.96	0.195	} $R_2O_3 = 0.228$
Fe_2O_3	5.11	5.25	0.033	
CaO	4.38	4.50	0.080	} $RO = 0.108$
MgO	1.11	1.14	0.028	
K_2O	3.48	3.58	0.038	} $R_2O = 0.082$
Na_2O	2.63	2.71	0.044	
H_2O	2.14	—	—	} $\bar{R}O = 0.190$
Сумма	99.40	100.00		

Магматическая формула: $4.56 RO_2 : R_2O_3 : 0.83 \bar{R}O$;

$\alpha = 2.39$;

$R_2O : RO = 0.76$

По методу Озанна

Состав	Анализ обезвоженный, все Fe и FeO (в %)	Перечисленный на 100%	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	60.63	62.67	1.038	69.29 } S = 69.76 0.47 }
TiO ₂	0.51	0.53	0.007	
Al ₂ O ₃	19.41	20.06	0.196	13.08 } — 13.08 5.48 = A 7.60
FeO	4.60	4.75	0.066	
CaO	4.38	4.53	0.081	5.41 } — 7.60 5.41 = C } F = 6.27 1.87 } 2.19 = T
MgO	1.11	1.15	0.028	
K ₂ O	3.48	3.59	0.038	2.54 } 2.94 } A = 5.48
Na ₂ O	2.63	2.72	0.044	
Сумма	96.75	100.00	1.498	100.00

Формула породы: S_{69.76} A_{5.48} C_{5.41} F_{6.27} T_{2.19}

Проверка: S + 2A + 2C + F + T = 69.76 + 10.96 + 10.82 + 6.27 + 2.19 = 100

Проекционные количества: S_{69.76} a_{5.66} c_{5.59} f_{8.75}; n = 5.4; a + c + f = 20

По методу Niggli

Состав	Молекулярные количества	Молекулярные количества для вычисления чисел Niggli	Числа Niggli	
SiO ₂	1.038	SiO ₂ = 1038;	Si = 229.4	
TiO ₂	0.007			
Al ₂ O ₃	0.196	Al ₂ O ₃ = 196;	al = 43.3	
FeO	0.066	FeO + MgO = 94;	fm = 20.8	
CaO	0.081	CaO = 81;	c = 17.9	
MgO	0.028		} 100	
Na ₂ O	0.044	K ₂ O + Na ₂ O = 82;		alk = 18.0
K ₂ O	0.038			
	1.498			

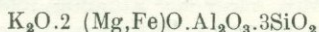
c : fm = 0.86; c + fm = 38.7; mg = 0.30; k = 0.46

Si' = 4alk + 100 = 172, qz = Si - Si' = + 57.4

По $c:fm=0.86$ порода попадает в V сечение тетраэдра (0.67 до 1.00) в Eruptivfeld. По qz она относится к «schwachsaurе, schwach an Si über-sättigte acide Magmen».

Вычисление количественного минералогического состава

По микроскопическим данным порода состоит из плагиоклаза $Ab_{70}An_{30}$, обильного биотита, весьма обильного коричневого амфибола, бурозеленого амфибола, небольшого количества диопсида, авгита, энстатита и магнетита. Состав биотита принят, по Iddings'у, следующий:



Состав	Молекулярные количества	Титанит	Биотит	Альбит	Анортит	Метасиликаты	Ортоклаз	
SiO ₂	1.038	0.007	0.057	0.264	0.076	0.092	0.114	0.428
TiO ₂	0.007	0.007						
Al ₂ O ₃	0.196		0.019	0.044	0.038	0.024	0.019	0.052
FeO	0.066		0.030			0.036		
CaO	0.081	0.007			0.038	0.036		
MgO	0.028		0.008			0.020		
Na ₂ O	0.044			0.044				
K ₂ O	0.038		0.019				0.019	
Сумма	1.498	0.021	0.133	0.352	0.152	0.208	0.152	0.428
Весовые % минералов	100.02	1.38	9.65	23.18	10.61	13.42	10.62	25.85
				Plg = 33.79			41.78	
							стекло	

Состав метасиликатов: $MgSiO_3 = 0.020$

$CaSiO_3 = 0.036$

$FeSiO_3 = 0.036$

$Al_2O_3 = 0.024$

$14 (Mg,Fe) SiO_3$

9 $CaSiO_3$

6 Al_2O_3

Описанные до сих пор породы представляют собою туфы, в составе которых большое участие принимают слюдяно-роговообманковые андезиты. Переходим к описанию туфов и лав, относящихся к другим магматическим типам.

Агломератный туф из шурфа в логу, к северо-востоку от Тетжерабада (обр. № 39)

Эта порода состоит из преобладающей массы вулканического стекла, из кусков лав различного состава, отдельных кристалликов плагиоклаза и редких осколков пироксена.

Кристаллики плагиоклаза в большинстве случаев представлены обломками и лишь небольшим числом цельных неделимых, сдвойникованных по альбитовому закону.

Вулканическое стекло трех родов: 1) бурое мелкозернистое, преобладающее над другими; 2) бурое ячеистое и 3) бесцветное с флюидальным строением.

Бурое мелкозернистое стекло составляет настоящую «основную массу», в которой вкраплены остальные элементы. При сильных увеличениях оно оказывается состоящим из светлобурой, облачной, абсолютно изотропной массы, в которой рассеяны обильные поляризующие точки—зачаточные кристаллы. Довольно обильны черные непрозрачные зерна руды, иногда кубической формы. Зачаточные кристаллики принадлежат, по видимому, пироксену и полевому шпату. Последние иногда вытянутой игольчатой формы, а иногда имеют форму зерен. В изобилии встречаются капли жидкости с сильным рельефом.

Стекло светлобурое ячеистое характеризуется обильными мельчайшими пустотами, придающими ему вид сетки или органической ткани. В нем еще меньше кристаллических точек, чем в предыдущем, но также содержатся обильные пузырьки с сильным рельефом, может быть, какого-нибудь газа, задержанного породой при извержении. Кристаллические точки принадлежат, вероятно, также полевым шпатам и пироксенам.

Форма пустот обычно несколько сплюснутая, овальная, с длиной максимум до 0.5 мм.

Бесцветное стекло имеет резко выраженную флюидальную структуру и образует параллельные друг другу, изгибающиеся полосы, между которыми заката микрофельзитовая масса из субмикроскопических зерен полевых шпатов и, быть может, пироксена. Стекло, по видимому, совершенно изотропно. В узких его полосках закаты пузырьки сплюснутой формы, образующие иногда целые ряды. Количество кристаллических элементов в микрофельзитовой массе очень велико, но они почти не определены, в виду ничтожности размеров. Полевые шпаты лишь в немногих участках имеют форму узких вытянутых пластинок, в большинстве же случаев—это бесформенные зерна.

Куски лавы относятся к различным породам.

Один из них состоит из темнубурого стекла и идиоморфных вкрапленников полевого шпата, сдвойникованных по альбитовому закону. На одном разрезе $\parallel (010)$ погасание $= -20^\circ (Ab_{45} An_{55})$.

Кроме того, в нем имеются вкрапленники авгита. Основная масса

состоит из темнубурого стекла, микролитов плагиоклаза в виде пластиночек || (010) и игольчатых форм; последние часто с раздвоенными концами и сильно пропитаны стеклом. Порода принадлежит, следовательно, а в г и т о в о м у а н д е з и т у. Видимо, близки к описанным куски лавы, состоящие из красного стекла, вытянутых микролитов плагиоклаза и зернышек пироксена. В стекле, вероятно, произошло выделение окиси железа под влиянием окислительных процессов.

Другие куски лавы содержат обильные сферолиты, быть может тридимита, состоящие из прямо гаснущих иголочек с отрицательным удлинением, своей совокупностью дающих «вечный крест». Кроме них, в большом количестве встречаются мельчайшие зернышки к в а р ц а, тускло поляризующие массы, быть может, к р и с т о б а л и т а (?) и полоски из октаэдрических и кубических кристалликов магнетита. Эта порода принадлежит, вероятно, к группе л и п а р и т о в или д а ц и т о в.

Третий тип лавы принадлежит опять а н д е з и т а м и состоит из вытянутых, сдвойникованных пластинок плагиоклаза, зернышек бурой роговой обманки и пироксена, обильных, мельчайших комочков буроватого стекла и идиоморфных кристалликов магнетита.

Четвертый тип приближается ко второму, отличаясь от него отсутствием сферолитов и присутствием обильных кристаллов плагиоклаза с двойниками по альбитовому закону, густо усеянных мельчайшими пластиночками серицита. Зерна кварца и руды имеются и здесь. Промежутки между этими составными частями заполнены буроватым стеклом. Порода эта принадлежит, вероятно, к группе д а ц и т о в.

Весь наш туф можно определить, как а г г л о м е р а т н ы й, состоящий из осколков лав различных типов и стекла с разнообразной структурой. Можно его определить и как т у ф о л а в у, быстро застывшую при извержении в виде бурого мелкозернистого стекла, в которую попадал пепел. Это предположение находит себе подкрепление в том, что все кусочки пепла окружены этим стеклом как включения. Стекло составляет как бы фон или основную массу всей этой сложной породы.

Лава из валунов между шурфами № 1 и 16 (обр. № 34)

Эта порода представляет собой микролитовый андезит, состоящий из мелких вкрапленников пироксена и плагиоклаза, основной массы из их микролитов с флюидалным расположением и зерен магнетита; погруженных в коричневое стекло.

В к р а п л е н н и к и п и р о к с е н а образуют местами скопления из многих бесформенных зерен, прижатых друг к другу, со средним диаметром от 0.1 до 0.2 мм; они имеют всевозможную ориентировку, что свидетельствует об отсутствии ориентирующих токов в магме в момент их образования. Судя по оптическим свойствам, они принадлежат авгиту $n_g: c=42^\circ, n_g - n_p =$ приблизительно 0.023, оптический знак +. Иногда встречаются двойники по (100).

Среди вкрапленников имеются и остатки красно-коричневой роговой обманки, почти нацело орудневшей; лишь центральная часть кристалликов уцелела, сохранив свой характерный плеохроизм и высокое двупреломление. Рудные зерна, заместившие их, имеют округлую, часто каплевидную форму. Произошла несомненная магматическая ресорпция амфибола.

Плагиоклазы лишь с трудом и весьма условно могут быть разделены на вкрапленники и микролиты. По существу, они представляют собою одно поколение. Их размеры в большинстве случаев близки к размерам пироксенов и обычно колеблются в пределах от 0.1 до 0.40 мм. Огромное большинство разрезов имеет вытянутую форму и состоит из немногих неделимых, сдвойникованных по альбитовому, карлсбадскому и другим законам.

На разрезах $\parallel (010)$ погасание прямое (Ab₇₂An₂₈)

На зонарном разрезе $\parallel (010)$:

внутреннее ядро и ряд зон 11° (Ab₅₇An₄₃)

Средняя зона 6° (Ab₆₃An₃₇)

Кайма 1° (Ab₇₀An₃₀)

В основной массе встречен в одном участке крохотный сферолит, состоящий из радиально-лучистого агрегата тончайших игольчатых, низко поляризующих кристаллов, видимо, полевого шпата.

Основная масса состоит из мелких призмочек сдвойникового плагиоклаза, бесформенных зернышек пироксена и руды и обильного красно-бурого стекла. Местами встречаются небольшие скопления субмикроскопических зерен карбоната. Весьма обильны пустотки с диаметром от 0.50 до 1.00 мм; в них вдаются идиоморфными контурами кристаллики плагиоклаза.

Из остальных вулканических пород Тетжерабада можем привести описание только еще одной.

Пироксеновый андезит склона над месторождением трепела (обр. № 45)

Эта порода состоит из многочисленных вкрапленников авгита, удлиненных призм плагиоклаза, обильного магнетита и основной массы—мельчайших микролитов плагиоклаза и пироксена, также с обильным магнетитом. Многочисленны и крупные поры, диаметром до 2.5 мм. Обилие пироксена и магнетита говорит, скорее, в пользу базальтовой породы.

Вкрапленники авгита обладают иногда вполне идиоморфными контурами и превосходными зонами.

n_g : с зонарного разреза $\left\{ \begin{array}{l} \text{кайма} = 40^\circ \\ \text{средняя зона} = 42^\circ \\ \text{ядро} = 44^\circ \end{array} \right.$

$n_g - n_p = \text{около } 0.025 - 26$

$n_g - n_m = 0.016$ (компенсатор Berek)

Собственная окраска отчетливо серовато-зеленая и светлозеленая. Плоскость оптических осей параллельна (010) и делит пополам угол призмы. Оптический знак +.

Кроме обычных двойников по (100), встречаются оригинальные параллельные сростки по (100). Длина кристаллов колеблется от 1.00 до 1.70 мм.

Плагиоклаз развит преимущественно в виде вытянутых, столбчатых и реже широких и плоских разрезов || (010), длину в среднем от 0.25 до 1.00 мм.

На зонарном разрезе || (010) измерены погасания:

ядро и 2 средних зоны $13\frac{1}{2}^{\circ}$ (Ab₅₄An₄₆)

кайма и еще 2 зоны 18° (Ab₄₈An₅₂)

На другом зонарном:

ядро и несколько средних зон — $20\frac{1}{2}^{\circ}$ (Ab₄₄An₅₆)

несколько промежуточных зон — $22\frac{1}{2}^{\circ}$ (Ab₄₁An₅₉)

На идиоморфном, не зонарном разрезе — 15° (Ab₅₂An₄₈)

Магнетит представлен двумя родами зерен: одни—идиоморфные и достигают максимум десятых долей миллиметра, другие—неправильной формы, достигают лишь сотых долей. Последние очень многочисленны и густо пропитывают основную массу. Вокруг некоторых зерен, видимо, вследствие растворения окислов железа в стекле, видна светлоружая кайма.

Остальные элементы основной массы сводятся к весьма обильным призмочкам плагиоклаза и не столь многочисленным зернам пироксена. Те и другие так мелки, что не поддаются точному определению; вторые узнаются лишь по своим поляризационным окраскам, первые—по вытянутой форме и альбитовым двойникам. Промежутки между ними заполнены стеклом желто-бурого и зеленоватого цвета. В нем появляются местами пластинки биотитоподобного минерала с прямым погасанием, положительным удлинением и плеохроизмом в светлоружых тонах.

Описанными породами исчерпываются вулканические образования Тетжерабада, изученные автором. Ниже приводим описание осадочных пород месторождения трепела.

Известняк, покрывающий трепел (обр. № 40)

Эта порода состоит из обильных органических остатков и мелкозернистой массы карбоната, заполняющей промежутки между ними. В ней разбросано несколько зерен плагиоклаза и пироксена, а также обильные кусочки лавы, состоящие из темноружого стекла и микролитов плагиоклаза.

Органические остатки разнообразной, преимущественно округлой формы, некоторые же—спиральной. Повидимому, осадок, в котором они погребены, можно считать осадком неглубокого моря или морского залива,

куда попадал и вулканический пепел в виде обломочков лавы и кристалликов плагиоклаза и пироксена.

Как промежутки между органическими остатками, так и самые остатки разлагаются, при сильных увеличениях, на мелкозернистую массу карбоната, состоящую из зерен с диаметром, равным сотым долям миллиметра. Как правило, на них не видно ни спайностей, ни двойников. Зато зерна большего диаметра, заполняющие скорлупки организмов, обнаруживают спайности. Они строго одноосны и оптически отрицательны.

Плагиоклазы развиты в виде иногда идиоморфных кристалликов, а иногда их обломков и сдвойникованы по альбитовому закону. Определение их состава, к сожалению, невозможно, за недостатком ориентированных разрезов. То же относится к пироксену.

Куски лавы достигают обычно 0.5 мм в диаметре; количество их огромно. Они состоят из красно-бурого стекла, микролитов и мелких вкрапленников плагиоклаза и кристалликов пироксена и магнетита. Встречен и один кристаллик бурой роговой обманки. Возможно, что эти лавы принадлежат к описанным выше роговообманковым андезитам. Этот факт интересен тем, что дает возможность определить возраст последних: он оказывается таким же, как и возраст известняка. Некоторые кусочки лавы правильно округлой формы и представляют собою, видимо, настоящие лапилли.

Поры лавы иногда заполнены карбонатом. В одном участке имеется агрегат вытянутых полосок, поляризующих в сером цвете I порядка, с прямым погасанием и отрицательным удлинением, принадлежащих, может быть, цеолиту; они образуют слегка коническое, длинное, вытянутое тело.

Переходим к описанию образцов т р е п е л а, взятых через метр друг от друга в четырехметровой толще, описанной выше.

1-й метр сверху (обр. № 41)

Эта порода состоит из многочисленных органических телец разнообразной формы—ячеистых трубочек, лодочкообразных, копьевидных и шарообразных тел. Большинство их является, повидимому, диатомеями.

На этом фоне из неполяризующих органических остатков рассеяны в большом количестве обрывки пироксена, полевого шпата и лавы, состоящей из стекла и плагиоклаза. В большинстве они очень мелки, но так густо покрывают все поле шлифа, что создают впечатление вулканической основной массы и вкрапленников. Это—первый известный автору случай тесного смешения вулканического пепла с диатомитом.

Пироксен принадлежит, видимо, к группе диопсида; он светло-зеленый, $n_g - n_p =$ приблизительно 0.030; $n_g : c = 37\frac{1}{2}^\circ$.

Кусочки полевых шпатов неопределимы вследствие незначительности размеров; местами они смешаны с массой диатомита настолько тесно, что

перекрываются отдельными скорлупками диатомей. В неполяризующей массе местами рассеяны мельчайшие сферолиты, состоящие из пластинок, поляризующих до желтого цвета I-порядка и с отрицательным удлинением, принадлежащих, быть может, халцедону.

2-й метр сверху (обр. № 42)

Ясно слоистая горная порода, состоящая из чередующихся поляризующих и неполяризующих слоев. Обильные органические остатки могут быть разделены на следующие категории: 1) типичные коробочки диатомей с продольным швом и поперечной штриховкой; 2) округлые тельца с ядрышком посередине, принадлежащие, быть может, радиоляриям; 3) мельчайшие вытянутые палочки; 4) крупные клетчатые образования, похожие на верхушки стеблей каких-то водорослей; 5) цепочки из округлых ячеек.

Все эти органические остатки состоят, по видимому, из аморфной SiO_2 , образуя отмеченные выше не-поляризующие полосы. Имеются, однако, и совершенно бесструктурные, также не-поляризующие, довольно широкие полосы. Быть может, это уже растворившаяся SiO_2 организмов, перемещенная и переотложенная в виде слоев. Наконец, имеются и мельчайшие сферолитики из пластинок с отрицательным удлинением, принадлежащие, быть может, халцедону. Поляризующие полосы представляют собою скопления вулканического пепла, отложенные периодически в течение образования всей толщи трепела. Они состоят из следующих частей:

1. Кусочков лавы из микролитов и мелких вкрапленников плагиоклаза и светлого стекла. Вокруг некоторых из них слои трепела расступаются, как бы обтекая их, что доказывает отложение этого слоя после того, как кусочек лавы попал в ранее отложившийся трепел.

2. Одиночных кристалликов полевого шпата.

3. Тонких полосок из большого числа микролитов полевого шпата и вытянутых, прямо-гаснущих пластинок биотита, плеохроирующих в зеленовато-бурых тонах.

4. Одиночных кристалликов и обломков пироксена светлозеленого цвета, видимо, диоксидового ряда.

Следует отметить, что среди поляризующих полосок имеются значительные включения органических остатков из всех описанных выше категорий. Следовательно, периоды усиленного выпадения пепла чередовались с периодами более слабого его выпадения, но и в первом случае в водном бассейне шло отложение кремнистого ила с диатомеями, в который и попадали частицы пепла.

3-й метр сверху (обр. № 43)

Этот образец оказывается под микроскопом также слоистым, но слои выражены менее резко, чем в предыдущем. В нем преобладают мелкие лодочко- и бисквитообразные формы, вероятно, также диатомей. Органические остатки можно отметить следующие: 1) бисквитообразные формы;

2) округлые тела; 3) настоящие диатомеи; 4) конические тела; 5) широкие стебельчатые формы из клеток. Последние чрезвычайно напоминают водоросли. С этими органическими остатками теснейшим образом перемешаны элементы пепла. Среди них можно различить:

- 1) обломки зеленого пироксена и плагиоклаза;
- 2) обильные, бесформенные, мельчайшие, поляризующие обломочки и точки;
- 3) кусочки лавы, состоящие из мелких вкрапленников и микролитов плагиоклаза и из бесцветного или бурого стекла.

Это тесное смешение элементов пепла и трепела снова указывает на одновременное отложение того и другого.

4-й метр сверху (обр. № 44)

Порода является наиболее отчетливо слоистой из всех трепелов; слоистость обусловлена параллельным расположением элементов вулканического пепла. Количество органических остатков меньше, чем в предыдущих образцах. Здесь встречены следующие их формы:

- 1) изогнутые с поперечной штриховкой створки диатомей;
- 2) очень мелкие округлые тельца;
- 3) редкие многоклеточные организмы, быть может, стебли водорослей;
- 4) многочисленные мельчайшие чечевицеобразные тела, представляющие собой, быть может, диатомеи, но в зачаточном состоянии.

Кроме этих органических остатков, трепел состоит из аморфной, буроватой, не поляризующей массы, составляющей фон всей породы.

Поляризующие слои состоят из преобладающих зерен карбоната, светлозеленого пироксена, бурой роговой обманки, плагиоклаза, пластинок биотита и кусочков коричневого стекла.

Пироксен, видимо, опять принадлежит к диопсиду, ибо $n_g - n_p =$ приблизительно 0.027; $n_g : c = 34^\circ$.

Плагиоклазы дают мало ориентированных разрезов.

Кусочки лавы состоят из плагиоклаза, пироксена и бурого стекла. Среди зерен карбоната имеются полосы, представляющие собою, повидимому, разрезы створок моллюсков.

В заключение даем химический анализ (в %) средней пробы описанных выше четырех образцов трепела—№ 41, 42, 43, 44, произведенный доцентом МГУ А. Г. Титовым.

SiO ₂ нерастворимая	56.14
SiO ₂ растворимая	5.11
Al ₂ O ₃	13.03
Fe ₂ O ₃	0.72
CaO	13.00
MgO	1.06
Потери при прокаливании	11.23

Сумма 100.29

Этот анализ вполне подтверждает смешанный характер трепела; часть кремнекислоты, весь глинозем, все железо, часть извести, вся магнезия и часть воды должны быть отнесены за счет вулканического пепла, а оставшая часть извести и CO_2 (т. е. часть потерь при прокаливании) за счет карбоната.

В дополнение к породам месторождений Тетжерабада, приводим описание еще двух с дороги из Тетжерабада в Ереван. Образцы их были взяты между сс. Джервеш и Норк (см. выше).

Красный туф (обр. № 46)

Эта порода состоит из обломков плагиоклаза и пироксена, вкрапленных в красной основной массе с флюидалным строением.

Плагиоклазы представлены обломками разнообразной, преимущественно остроугольной формы, часто густо пропитанными стеклом. Некоторые имеют облачное погасание, что указывает на растрескивание и, быть может, раздробление при нахождении в еще расплавленной магме. Один из них обнаруживает причудливо изрезанные контуры с глубокими втеками основной массы. Остается впечатление, что кристаллы плагиоклаза оплавленные, растрескавшиеся и распавшиеся на угловатые обломки, были выброшены при извержении в виде пепла, а затем упали в еще жидкую лаву, вытекавшую на поверхность. Ориентированных разрезов сравнительно мало.

На разрезе $\parallel (010)$ погасание строго прямое	($\text{Ab}_{72}\text{An}_{28}$)
На другом подобном же	-26° ($\text{Ab}_{36}\text{An}_{64}$)
На разрезе симметрической зоны $\perp (010)$	12° ($\text{Ab}_{71}\text{An}_{29}$)

Вкрапленники пироксена также представлены неправильными обломками. Среди них имеются, по видимому, и моноклинический и ромбический пироксены. У первого $n_g : c = 41^\circ$, $n_g - n_p =$ приблизительно 0.029, что указывает на диопсид.

Второй имеет оптический знак —; $n_g - n_m = 0.004$; $n_g - n_p = 0.013$ (компенсатор Вегек). Погасание на всех его разрезах строго прямое. Плеохроизм отсутствует. Судя по всем этим свойствам, минерал относится к энстатиту. Поперек одного кристалла росли призмочки апатита.

Основная масса состоит из нескольких частей. Главным ее компонентом является оранжевое стекло в виде кусков разнообразной, иногда остроугольной формы, напоминающих лапилли. Между ними часто остаются свободные промежутки, заполненные более поздними образованиями, а в самое стекло включены обильные вытянутые призмочки плагиоклаза и апатита.

Оранжевое стекло бывает часто волокнистым и отдельные волокна реагируют на поляризованный свет. Некоторые из них обладают ясно выра-

женным прямым погасанием, яркими поляризационными окрасками II порядка и даже слабым плеохроизмом. Повидимому, здесь образуется хлоритовый минерал, который неоднократно описан нами, как продукт расстеклования стекла. В одном месте видны его игольчатые скопления, образующие сеточку.

В одном участке образовался минерал со свойствами, близкими к биотиту: прямое погасание пластинок по отношению к наметенным спайностям, $n_g - n_p \leq 0.040$; плеохроизм: по n_g — яркооранжевый, по n_p — желтый. Он отличается от биотита лишь нерезко выраженной спайностью и несколько менее высоким двупреломлением. Он, повидимому, органически связан со стеклом.

Мелкозернистая масса, заключенная между кусочками стекла, состоит из высокополяризующих чешуек, определение которых невозможно в виду ничтожности их размеров. Быть может, это также продукт расстекловывания стекла или карбонат.

В массе стекла вкраплены и небольшие кусочки лавы, состоящие из вытянутых пластинок плагиоклаза, мельчайших комочков буроватого стекла и руды.

По совокупности данных, описываемую породу приходится признать туфом, состоящим из обломков лавы, кристалликов плагиоклаза и пироксена и основной массы из преобладающего оранжевого стекла, также обломочного строения. Остается впечатление, что извержение всех составных частей происходило одновременно и что они падали недалеко от очага извержения, на что указывает их угловатый характер.

Темная лава (обр. № 47)

Она представляет собой классический базальт, состоящий из оливина с каймой яркочерного минерала, из плагиоклаза и пироксена; обладает офитовой и пористой структурой.

Оливин развит частью в виде идиоморфных кристаллов, а частью — зерен с неправильными очертаниями. Он подвергся сильнейшему превращению в красный минерал. Его оптический знак +, положение плоскости оптических осей параллельно поперечной спайности по (001).

$$\begin{aligned} n_g - n_m &= \text{около } 0.017 - 0.018 \\ n_g - n_p &= \text{» } 0.035 \end{aligned}$$

Погасание прямое на всех ориентированных разрезах по отношению к двум взаимно перпендикулярным спайностям. Внутри оливина заключены октаэдрические кристаллики магнетита.

Красный минерал по оливину развит в виде каемок или полных псевдоморфоз. На одной псевдоморфозе удалось определить следующие его свойства, позволяющие предположить идингсит.

Собственная окраска оранжевая, поляризационные — красная, зеленая и до желто-розовой II порядка, так что $n_g - n_p =$ приблизительно 0.025—27.

Погасание прямое по отношению к целой системе взаимно перпендикулярных спайностей. Параллельно лучшей спайности идет n_g минерала, а перпендикулярно — n_p . Легкий плеохроизм: по n_g = густооранжевый, по n_p = более светлооранжевый. Иногда наблюдается, что ядро этого оранжевого минерала окружено каймой свежего оливина.

Плагноклазы составляют большую часть породы и представлены преимущественно вытянутыми неделимыми, двойникованными по альбитовому закону, идиоморфными по отношению к пироксену.

На разрезе $\parallel (010)$ погасание 25° ($Ab_{37}An_{63}$)

На другом, зонарном:

ядро 32° ($Ab_{25}An_{75}$)

средняя зона $21\frac{1}{2}^\circ$ ($Ab_{43}An_{57}$)

наружная 3° ($Ab_{67}An_{33}$)

Определение углов погасания затрудняется вследствие пропитанности плагноклазов стеклом.

Пироксен развит в виде бесформенных зерен, в которые врезаются идиоморфные столбики плагноклаза. Он серовато-буроватого цвета.

$$1) n_g : c = 40^\circ; 2) n_g : C = 37^\circ;$$

$$n_g - n_p = \text{около } 0.029$$

$$n_m - n_p = \text{» } 0.009$$

$$n_g - n_m = \text{» } 0.022$$

Его оптический знак +. По этим признакам его можно определить как диоксид.

В одном участке шлифа видно скопление бесформенных зерен калцита, ясно одноосного и оптически отрицательного, и концентрически слоистые образования из игольчатых неделимых, быть может, арагонита. Они имеют иногда бахромчатые края. И зернистые, и концентрически слоистые образования проникнуты каким-то желтоватым, вероятно, железистым пигментом. Они представляют собою, быть может, отложения горячих источников. В пользу этого предположения говорят и округлые, черные в проходящем свете, тельца (желтоватые в отраженном), иногда с уплотненным ядром, сидящие в порах базальта и принадлежащие, вероятно, сидериту.

Структура породы обусловлена: 1) включениями идиоморфных кристалликов магнетита внутри оливина; 2) идиоморфизмом оливина по отношению к пироксену и плагноклазу; 3) большим идиоморфизмом плагноклаза, чем пироксена (офитовая структура); 4) наличием пор. В одном участке кристалл оливина раздроблен на несколько частей, слегка передвинутых относительно друг друга; в промежутках между ними выкристаллизовались удлинённые призмочки плагноклаза. Эти обрывки оливина уже имеют идингситовую кайму. Приведенные данные позволяют наметить

следующий порядок кристаллизации минералов нашего базальта: 1) первым выкристаллизовался магнетит; 2) далее—оливин, частично превращенный еще в магматической фазе в идингсит; он подвергся частичной ресорпции и растрескиванию; 3) после оливина выделились плагиоклазы и 4) в последнюю очередь пироксен (магнетит представлен в нашей породе и вытянутыми скелетными формами). Пустоты имеют максимальный диаметр = 1—1.5 мм.

III. ВЫВОДЫ

Наши выводы могут коснуться лишь петрографического характера пород Тетжербада и в ничтожной степени их относительного возраста. Какие-либо общегеологические заключения невозможны за отсутствием достаточного количества полевых наблюдений.

Полнее всего удалось изучить главную породу месторождения трассов—роговообманково-сланцевые андезиты. Они представляют большой интерес по разнообразию своего минералогического состава.

Их плагиоклазы имеют пестрый состав от $Ab_{53} An_{47}$ до $Ab_{96} An_4$, с преобладанием членов от $Ab_{60} An_{40}$ до $Ab_{75} An_{25}$ (андезин и основной олигоклаз). Это разнообразие свидетельствует о слабой дифференциации магматического очага, из которого излились наши лавы. Кристаллы плагиоклаза часто оплавлены и имеют форму лапилли. Остается внешнее впечатление, что они были выброшены как частицы пепла, и упали в лаву.

Темные минералы также разнообразны: два биотита—один более, другой менее богатый железом; два амфибола—коричневый и буро-зеленый; первый из них обнаруживает часто значительную оплавленность и вытянутость кристаллов, что указывает на токи в магме, второй—только оплавленность; три пироксена: диопсид, авгит и энстатит. Это разнообразие темных силикатов также подтверждает слабую расщепленность магматического бассейна и средний характер магмы.

Магнетит развит в виде двух поколений и кристаллы его подверглись сильному оплавлению, как и метасиликаты. Вероятно, температурный режим в магме и давление кровли значительно и часто менялись при кристаллизации всех этих минералов, что можно предположительно объяснить, как результат повторных тектонических движений, имевших место до излияния наших андезитов.

Основная масса этих пород также весьма интересна. В зачаточном состоянии в ней имеются кристаллики руды, биотита, бурой роговой обманки, пироксена и плагиоклаза. Состав последнего весьма пестрый, как и во вкрапленниках: от $Ab_{49} An_{51}$ до $Ab_{72} An_{28}$. Это микрофельзитовое стекло составляет главную часть основной массы, а в него, часто в виде обломков, включено стекло с пористым, ячеистым строением.

Перечисленные структурные свойства рассматриваемой горной породы позволяют определить ее как туфлаву. Это подтверждается и ча-

стой оплавленностью почти всех ее частей, особенно же включением обломков стекла одного типа в стекло другого. Допустимо представить ее, как поток лавы, в который попадали куски пепла, выбрасываемого тем же вулканическим очагом. Вытекание этого потока было, вероятно, очень бурным, вследствие обилия в нем агентов-минерализаторов. На присутствие последних указывает наличие гидроксилсодержащих минералов, каковы слюды, и ячеистость части стекла.

Открытым остается вопрос о природе поляризующих полосок в стекле. Возможно, что это лишь обычная, зачаточная хлоритизация стекла, но возможно также, что это—начало процесса образования за счет стекла биотита, отмеченного еще в одной статье настоящего сборника. Автору представляется, что этот процесс вполне возможен: в данном стекле имеются все вещества, необходимые для образования биотита: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и H_2O . Оно было, к тому же, сильно пропитано агентами минерализаторами.

По химическому типу наши роговообманково-слюдяные андезиты относятся к средней андезитовой магме: SiO_2 от 56.3 до 60.6%. Это подтверждает еще раз слабую расщепленность магматического бассейна. (Источником растворимой SiO_2 , отмеченной анализом, является, вероятно, стекло).

Туфы района Тетжеррабада, по существу, всегда агломератны, так как состоят из осколков разнообразных пород. В одном случае преобладал роговообманково-слюдяный андезит и одновременно присутствовали микролитовый андезит и базальт, в другом—присутствовал только первый, а в третьем—дацит и андезит. Это доказывает, что туфы являются более поздними вулканическими образованиями, чем все перечисленные лавы.

Микролитовый андезит встречен автором только в виде валунов, но, несомненно, где-то неподалеку он должен находиться и в коренном залегании. Можно отметить его глубокое сходство с обломками, содержащимися в туфах; в частности, в нем также имеются сферолиты. Любопытно, что и эта порода содержит остатки красно-коричневой роговой обманки, что позволяет предположить некоторое родство ее с роговообманково-слюдяными андезитами. Амфибол подвергся здесь сильному оруденению, что позволяет сделать вывод о большей древности последних пород по сравнению с микролитовыми андезитами. Повидимому, наиболее молодыми вулканическими породами из рассмотренных до сих пор являются туфы, так как в них содержатся обломки и роговообманково-слюдяных, и микролитовых андезитов.

Проксеновый андезит, покрывающий слои ракушечников и трепелов, является, вероятно, самой молодой из всех вулканических пород Тетжеррабада, так как в трепелах встречаются элементы микролитовых и роговообманковых андезитов.

Этот вывод подтверждается и изучением ракушечника, который состоит из раковинок организмов и кусочков микролитового андезита

с амфиболом. Отложение его, следовательно, происходило одновременно с извержением микролитовых андезитов, попавших в него в виде пепла.

Наконец, изучение трепелов обнаруживает чередование слоев, бедных и богатых пеплом, в составе которого также имеется бурая роговая обманка. Судя по этому, отложение их, возможно, относится ко времени извержения слюдяно-роговообманковых андезитов, попадавших в бассейн, в котором отлагались трепелы, в виде пепла.

На основании всех приведенных данных мы можем наметить в схематическом виде историю нашего вулканического района, вернее, обрывок этой истории.

Во время отложения трепелов происходили, повидимому, извержения слюдяно-роговообманковых андезитов; пепел их попадал в тот водоем, в котором отлагался этот осадок. С углублением бассейна и с отложением в нем известняка совпало извержение микролитовых андезитов. Одновременно с этим или несколько позже происходили сильные извержения, накопившие слои вулканического туфа, включающего обломки микролитовых, слюдяно-роговообманковых андезитов, базальтов и дацитов. Наконец, еще позже, когда закончилось отложение известняка, произошло извержение пироксеновых андезитов, покрывших последний.

Особняком от вулканических образований Тетжерабада стоят породы, взятые на пути между сс. Джервеш и Норк. Из них красный туф интересен своим оранжевым стеклом, по которому образовался опять хлоритовый бурый минерал. Базальт интересен включениями в порах кальцита, арагонита и сидерита; появление их связано, вероятно, с действием поствулканических и термальных агентов. К сожалению, отсутствие систематически собранного материала не позволяет как-либо связать эти породы с районом Тетжерабада.

На карте Абиha на всем протяжении от Норка через Джервеш до района Тетжерабада показаны только породы (6) — «красные нижнемиоценовые песчаники, мергели и туфы, местами известняки, богатые окаменелостями, олигоценного возраста». Однако, судя по окраске, здесь же развиты породы (8) — «дильвиальные образования, состоящие из элементов древних и молодых магматических пород, и травертино». В стороне от этого района, в ущелье р. Занги против Арзни, показаны породы (5) — «эоценовые отложения (эруптивные псаммиты), известковые мергели, песчаники и нуммулитовые известняки».

Из магматических пород ближайшими показаны базальты каньона р. Занги, кислые стекла Къетан-Дага и Кирх-Булаха, кварцевые трахиты и порфиры района р. Агляр. Таким образом, для освещения магматических пород Тетжерабада карта Абиha не дает указаний.

Чрезвычайно интересную картину строения соседнего с нашим районом дает работа Б. М. Куплетского «Геолого-петрографический очерк восточ-

ной части Ахманганского вулканического плато» (Изд. Закавказской комиссии Академии Наук, Бассейн оз. Севан, т. I).

Плоскогорье, служащее основанием вулканов Ахманганского хребта, находится на высоте 2500—2800 м над уровнем моря и круто обрывается на запад, где глубина ущелий достигает 600 м. Самая цепь состоит из более чем 20 вулканов. Плоскогорье сложено андезитобазальтами, представляющими собой очень молодые трещинные излияния, возраст которых определяется налеганием на рыхлые пепловые слои с *Dreissensia polymorpha* и *rostriformis*, относимые, примерно, к Бакинскому ярусу. Непосредственно на этих андезитобазальтах и сидят вулканические конусы, являющиеся чисто насыпными образованиями из пористых и шлаковых выбросов. На юг и восток от их главной цепи располагается цепь вершин из трахиандезитов со вкрапленниками полевых шпатов, слюды и амфибола, повидимому, тоже древственных нашим роговообманково-слюдяным андезитам Тетжерабада. Они являются наиболее древними лавами Ахмангана; после них излились андезитобазальты, вероятно, в несколько приемов. Новейшие вулканические образования — липариты и обсидианы Ах-Дагов. Все эту молодую вулканическую серию подстилают более древние лавы и туфы базальтового состава; нарушенные в своем залегании.

В химическом отношении все лавы Ахмангана богаты щелочами и известью, при сравнительно большом количестве титана. Загадочным является, при небольшом количестве стекла, обилие кали.

Роговообманково-слюдяные трахиандезиты по своему химическому составу чрезвычайно близки к нашим, отличаясь лишь несколько более низким содержанием глинозема и более высоким — натра. Это относится и к минералогическому составу: они характеризуются малым количеством стекла, крупными вкрапленниками зонарного плагиоклаза № 36—59; микролиты плагиоклаза более кислые — № 33—48; вкрапленники бледнозеленого пироксена с $C : n_g = 36—44^\circ$; вкрапленники амфибола с $C : n_g = 10—14^\circ$ и с плеохроизмом от красно-бурого до зеленовато-желтого, с широкой каймой окислов железа; вкрапленники биотита; повидимому, еще один амфибол — зеленый, с $C : n_g = 17—20^\circ$. В основной массе, кроме микролитов плагиоклаза, встречаются еще амфибол, пироксен, биотит, руда, апатит и много кристобалита между микролитами и в пустотках; он относится к позднемагматической стадии. Изредка встречается ромбический пироксен.

Андезитобазальты, играющие такую большую роль в строении Ахманганского плоскогорья, состоят из вкрапленников основного плагиоклаза № 45—60, авгита и оливина и основной массы с гиалопилитовой или трахитовой структурой и с малым количеством стекла. В них встречаются интересные пнтрателлурические выделения с габбровой структурой из плагиоклазов № 47—50 и авгита. Автор предполагает, что они оторваны на глубине у стенок магматического бассейна.

Любопытно отметить, что андезитобазальты обладают некоторыми чертами минералогического сходства с трахиандезитами: среди вкрапленни-

ков их встречается одиночно зеленовато-бурый амфибол с $C: n_g = 20^\circ$, с железистыми выделениями по краям, и единичные таблички биотита. Их появлению соответствует повышение кислотности всей породы. В основной массе имеется плагиоклаз состава № 47—57, бледнозеленый авгит, много руды, темнобурое стекло, редкий оливин и зеленовато-бурый амфибол. Остается впечатление родственности андезитобазальтов и трахиандезитов. Повидимому, расщепление первоначальной магмы было не очень сильным.

В шлаковых выбросах, из которых сложены насыпные конусы Ахмангана, также встречается желто-бурый амфибол, частью диссоциированный. Эти выбросы представляют собою андезитобазальтовые лавы, быстро застывшие на поверхности с обильным выделением газов. В них также встречаются интрателлурические включения из плагиоклаза, пироксена и магнетита с офитовой или интерсертальной структурой.

Еще в одной статье того же сборника—С. С. Кузнецов «Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья озера Гокча»—имеется интересное для нас указание на возраст третичных отложений бассейна Гокча. На основании находок нуммулитов автор определяет возраст этих известняков как Лютетский (эоцен). Разумеется, вывод этот не может быть перенесен безоговорочно на известняки месторождения трепелов Тетжеррабада.

Наконец, южного продолжения Ахмангана касается работа А. С. Гинзберга «Геолого-петрографическое описание южного побережья озера Севан» (то же издание, т. II, в. I). Этот район характеризуется преобладанием третичных излияний над центральными извержениями (шлаковые конусы) и над настоящими лавовыми вулканами и экструзивными конусами. Преобладают андезиты с крупными вкрапленниками и андезитобазальты, причем первые древнее вторых. Насыпные конусы и здесь возникли на готовом андезитобазальтовом основании. Андезитобазальты и здесь перекрывают пласты с *Dreissensia cf. polymorpha*, т. е. имеют послетретичный возраст. Андезиты моложе известняков верхнемелового возраста и излились, вероятно, в олигоцене. Базальты прорваны липаритами.

Трахиандезиты также весьма близки к нашим роговообманково-слюдяным андезитам Тетжеррабада и состоят из вкрапленников биотита, амфибола, плагиоклаза № 46, 58, 60, 62, но чаще № 37—40. Амфибол принадлежит и здесь красновато-бурой разновидности с $C: n_g = 14^\circ$ и часто целиком оруденел. Встречается и буро-зеленый амфибол с $C: n_g = 19^\circ$, авгит, гиперстен. Микролиты принадлежат андезину. Химический состав близок к нашим породам. Породы эти характеризуются также значительным количеством кали, которое связано, вероятно, в стекле.

Андезитобазальты южного берега Гокчи состоят из вкрапленников плагиоклазов № 50—60, редко 65, причем по размеру вкрапленники и микролиты слабо отличаются друг от друга; состав микролитов № 45. Диопсид-авгит развит и во вкрапленниках и в основной массе, гиперстен, оливин,

очень много руды и небольшое количество амфибола и слюды. Спорадически встречающийся кварц является, быть может, результатом выплавления чуждых включений.

Интересно отметить, что и в самых кислых здешних породах—липаритодацитах—также встречается немного биотита, амфибола и гиперстена, т. е. минералов, характеризующих гораздо более основные магмы района.

Описание соседних районов позволяет провести параллель между ними и Тетжеррабадом. Повидимому, наши слюдяно-роговообманковые андезиты во всем массиве Ахмангана являются наиболее древними извержениями слабо расщепленной андезитовой магмы, происходившими, вероятно, в эоцене и олигоцене. В дальнейшем имели место излияния более основных продуктов магматического расщепления—пироксеновых андезитов и андезитобазальтов, возраст которых Куплетский, Гинзберг и Кузнецов определяют, как послетретичный. Их родственные соотношения со слюдяно-роговообманковыми андезитами доказываются наличием в них амфиболов и биотита.

Район Тетжеррабада является довольно типичным уголком всего массива Ахмангана, с той разницей, повидимому, что представляет собою слабее приподнятую глыбу земной коры, тогда как Ахманганское плоскогорье, судя по цитированным выше авторам, является сильно приподнятой глыбой.

Сама последовательность извержений указывает на то, что тектонические нарушения приводили в движение все более глубокие зоны магматического бассейна: сначала излились более кислые, более поверхностные, но все же слабо расщепленные его части—слюдяно-роговообманковые андезиты, а затем, при молодых интенсивных дизъюнктивных дислокациях, пришла в движение «базальтовая постель», представленная андезитобазальтами.

SUR LES DIATOMITES ET LES TRASS DE TËTJËRABAD

Résumé

Le village de Tëtjërabad est situé à quinze kilomètres de la ville Erevan sur le versant méridional du plateau volcanique d'Agmangane. Quelques unes des roches volcaniques de cette région ont été étudiées au point de vue de leurs propriétés hydrauliques pour le ciment portland. Les roches principales sont des andésites à amphibole et à micà noir; leurs phénos de plagioclase ont une composition qui varie entre $Ab_{53} An_{47}$ et $Ab_{96} An_4$ avec prédominance de $Ab_{60} An_{40}$ à $Ab_{75} An_{25}$. Ils ont éprouvé une corrosion intense. Les phénos de micà appartiennent à deux variétés, dont l'une est plus riche en fer que l'autre. Deux variétés d'amphibole: brun-verdâtre et brun-rougeâtre en cristaux allongés; les deux

sont fortement corrodé. Trois variétés de pyroxène: la diopside, l'augite et l'enstatite. Deux générations de magnetite, dont les cristaux ont aussi subi une forte corrosion. Cette composition minéralogique compliquée fait preuve d'une faible différenciation du bassin magmatique au moment de la formation de ces roches.

Outre les phénocristaux elles sont composées d'une masse microlitique de magnétite, de biotite, d'amphibole brun-verdâtre, de pyroxène et de plagioclase de composition variée: $Ab_{54} An_{46}$ à $Ab_{72} An_{28}$ imprégné de verre volcanique. Dans cette masse de microfésite sont souvent inclus des morceaux de verre à structure poreuse. Cette porosité du verre et la présence de minéraux contenant le groupe (OH) prouvent, que l'éruption de ces laves a été extrêmement brusque, grâce à l'abondance d'agents minéralisateurs.

Le verre a subi une dévitrification intense avec formation d'un minéral du groupe de la chlorite et peut-être de biotite, formée grâce aux mêmes agents.

Le type chimique de ces roches est celui du magma andésitique moyen. La silice soluble, retrouvée par l'analyse, est incluse probablement dans le verre volcanique.

Les tufs de la région de Tétjérad sont composé de débris de différentes roches volcaniques — d'andésites à amphibole et à micà, d'andésite microlitique, de dacite et de basalte.

L'andésite microlitique fut retrouvée par l'auteur seulement en forme de blocs, mais son gisement se trouve probablement aux environs de Tétjérad. Cette roche contient aussi des restes d'amphibole brun-rougeâtre, qui permettent de supposer sa parenté avec les andésites à amphibole et à micà.

Une andésite à pyroxène recouvre les couches de calcaire et de diatomite et représente, peut-être, la roche volcanique la plus récente de la région.

Le calcaire est composé de débris de coquilles et de petits morceaux d'andésite microlitique; les diatomites — de diatomées, d'autres restes organiques et de minces couches de cendres volcaniques, contenant, entre autre, de l'amphibole.

Il est fort probable, que l'âge des éruptions des andésites correspond à la formation de ces roches sédimentaires. Les cendres tombaient dans le bassin de dépôt.

Le versant méridional du plateau d'Agmangane entre Tétjérad et Erewan est composé de roches volcaniques différentes. L'auteur décrit deux types: un tuf rouge, dont la couleur est due à un verre orangé en voie de dévitrification, et un basalte avec inclusions de carbonates, formées par les agents postvolcanique et hydrothermaux.

БАЗАЛЬТЫ И ТУФЫ УЩЕЛЬЯ Р. ЗАНГИ У КУРОРТА АРЗНИ

Настоящая статья представляет собой петрографическое описание горных пород, собранных автором во время экскурсий в районе Еревана в январе 1929 г. Материал был взят исключительно в ущелье р. Занги, в ближайших окрестностях Арзни, и вверх по течению километра на 3, несколько выше с. Джаткрап.

Район этот уже посещался петрографами и описание его пород вошло частично в статью академика Левинсон-Лессинга «Андезито-базальтовая формация Центральной части Армении [Сб. Академии Наук—«Бассейн оз. Севан (Гокча)»]. В настоящей работе приводятся некоторые новые данные. Это касается особенно туфов и пеплов, а отчасти микроструктуры базальтов.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ущелье р. Занги прорезает базальтовые потоки, мощность которых достигает многих десятков метров (фиг. 1 и 2). У поворота шоссе, перед спуском его к курорту Арзни, выступают базальты со столбчатой отдельностью. Верхний ряд столбов имеет высоту, примерно, в 10 м (обр. № 70 и 72). Столбы повернуты друг к другу под острым углом. Над ними располагаются базальты с неправильной отдельностью, образующие самую верхнюю часть потока (обр. № 71).

На нашем схематическом рисунке видны изменчивые направления столбчатой отдельности (фиг. 3).

Непосредственно под этими базальтами со столбчатыми отдельностями залегает слоистый серый пепел с зелеными грубозернистыми прослоями, с мелкими лапилли и бомбочками. Нижеописываемые образцы относятся:

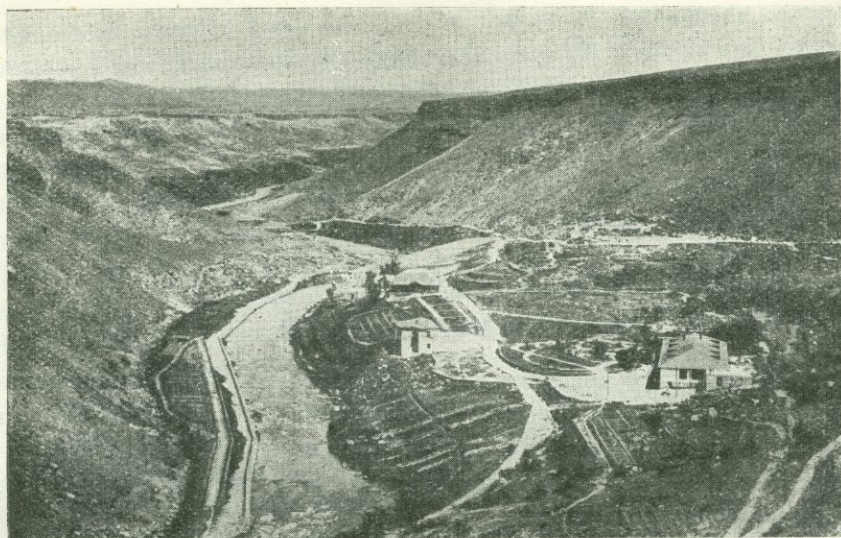
Образец № 74 — к зеленым прослоям (а) — верхний слой пепла

» № 73 — к грубозернистым слоям (b)

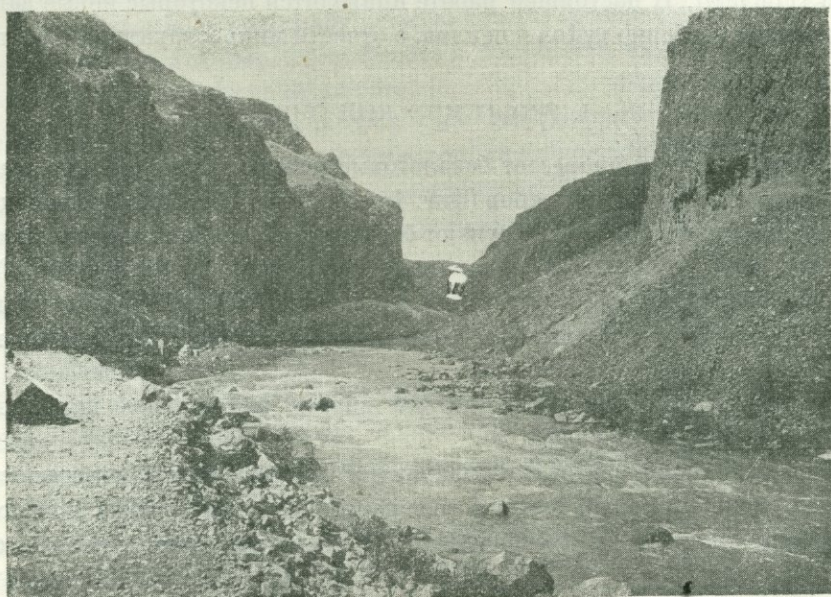
» № 75 } к мелкозернистому пеплу (с) { (№ 75 — третий слой пепла)

» № 76 } { (№ 76 — четвертый слой пепла)

По направлению к северу базальты со столбчатой отдельностью переходят в базальты с неправильной отдельностью, с обильными порами (обр. № 77), составляющие прямое продолжение того же потока.



Фиг. 1. Курорт Арзни. Общий вид на курорт



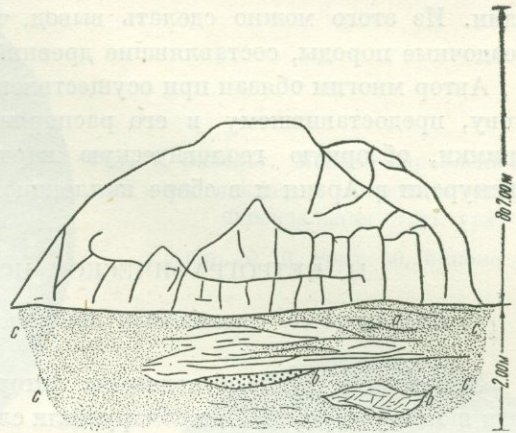
Фиг. 2. Курорт Арзни. Ущелье р. Занги вниз от курорта

Большая часть стены ущелья над курортом сложена из этих базальтов с неправильной отдельностью, достигающих мощности нескольких десятков метров (см. фиг. 1).

У самого курорта, на левом берегу р. Занги, имеются выходы известковых туфов типа травертино (фиг. 4) (обр. № 78).

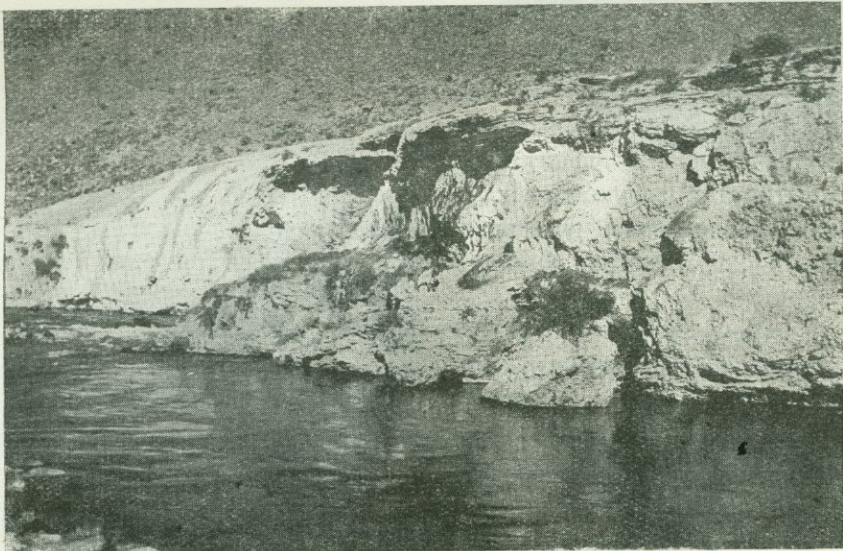
Вверх по течению Занги, на протяжении 2—3 км, можно наблюдать базальты со столбчатой отдельностью. В одном участке правого берега столбы располагаются друг над другом в 7 рядов.

На левом берегу весь верх состоит, видимо, из базальтов без столбчатой отдельности; большая часть склона закрыта их осыпями. В одном месте этого берега, вверх по течению от с. Джаткран (лежащего на правом берегу), из-под базальтов выступают светлые породы, напоминающие трассы (обр. № 79, 80, 81 и 82). Эти слои предполагалось исследовать в качестве «инфузорной земли».



Фиг. 3. Пеплы, выступающие под базальтами со столбчатой отдельностью у Арзни

Образец № 79	взят из верхнего слоя под базальтом, мощностью 0.15 м	
» № 80	» » второго слоя сверху, под базальтом, мощностью	0.20 м
Образец № 81	взят из третьего слоя сверху, под базальтом, мощностью	0.50 м
Образец № 82	взят из четвертого слоя сверху, под базальтом, видимой мощности	0.50 м



Фиг. 4. Курорт Арзни. Травертиновые отложения на берегу р. Занги

Примерно в 1 км вверх по течению от курорта, в ямах, вырытых для фундаментов разливного завода, выступают серо-зеленые песчаники (обр.

№ 83). По устному сообщению горного инженера Б. П. Ефимова, весь склон под базальтами состоит из этих песчаников и мергелистых зеленоватых глин. Из этого можно сделать вывод, что базальтовые лавы вылились на осадочные породы, составлявшие древний рельеф местности.

Автор многим обязан при осуществлении настоящей работы Б. П. Ефимову, предоставившему в его распоряжение 1, 2 и 4 фотографические снимки, обзорную геологическую карточку и принявшему участие в эжскурсии в Арзни и в сборе коллекционного материала.

II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОРОД

Базальты со столбчатой отдельностью (обр. № 70, 71, 72)

Эти породы были обследованы автором в выходах, непосредственно над шоссе у курорта. Они обнаружили следующую картину микроскопического строения.

Микрофлюидальный агрегат удлинённых пластинок плагиоклаза со слабым образованием двойников, немного крупных неделимых плагиоклаза, округлые зерна оливина, мельчайшие зерна пироксена и очень большое количество магнетита. В некоторых образцах структура основной массы интерсертальная и появляется значительное количество стекла. При этом зерна пироксена становятся длиннопризматическими. Иногда среди вкрапленников наблюдаются хорошо образованные кристаллы пироксена.

Вкрапленники оливина, вообще, немногочисленны и неправильной, часто закругленной формы. Они обладают неровными спайностями, по отношению к которым погасание всегда прямое. Большинство разрезов ориентировано \perp к тупой биссектрисе или несколько наклонно к ней, что указывает на параллельное расположение кристаллов в породе, на вытянутость их в направлении текучести лавы. Даже форма этих разрезов часто вытянутая и удлинённая.

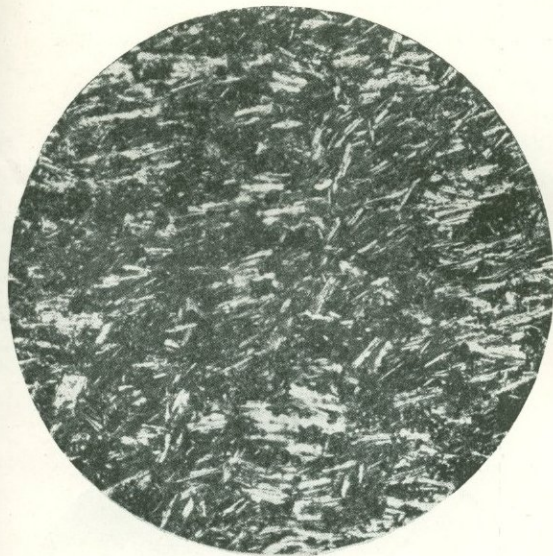
Знак главной зоны положительный, погасание прямое. Тупая биссектриса $= n_p$, т. е. острая должна быть n_g , и оптический знак минерала $+$.

$$n_g - n_m = \text{ca. } 0.015 - 0.018 \text{ до } 0.020 - 0.022$$

На разрезах, близких к \parallel пл. АВ, погасание также прямое, поляризационная окраска розовая II порядка, удлинение также положительное n_g располагается \parallel лучшей спайности. На разрезах строго \parallel АВ поляризационная окраска должна быть, следовательно, выше розовой II порядка и

$$n_g - n_p > 0.035$$

Вкрапленники пироксена, как указано выше, немногочисленны и представлены идиоморфными кристаллами. На подобных кристаллах \perp оптической оси положение плоскости оптических осей \parallel (010); она делит пополам угол призмы. При слегка наклонном выходе оптической



Фиг. 1. Базальт. Мелкие вкрапленники оливи-
на и плагиоклаза и микролиты плагиоклаза.
Флюидальная структура.

(Обр. № 70, увел. 60, николи +)

Фиг. 2. Базальт. Мелкие вкрапленники оливина
и плагиоклаза. Микролиты плагиоклаза.

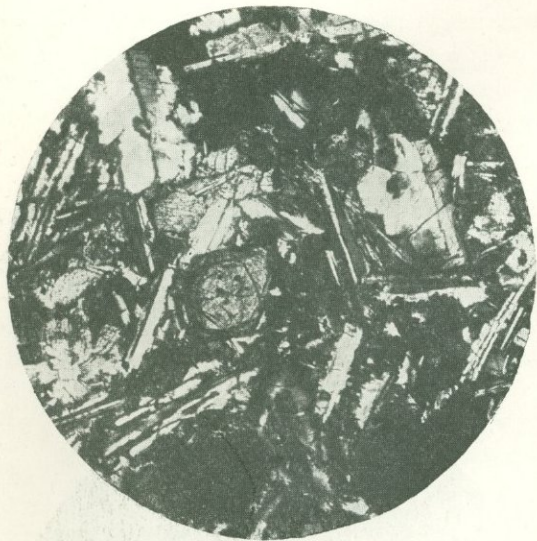
(Обр. № 72, увел. 60, николи +)



Фиг. 3. Базальт. Вкрапленники пироксена,
микролиты плагиоклаза.

(Обр. № 76, увел. 60, николи +)





Фиг. 1. Пористый базальт. Плаггиоклазы, псевдоморфозы по оливину и пироксен.
(Обр. № 77, увел. 60, николи +)

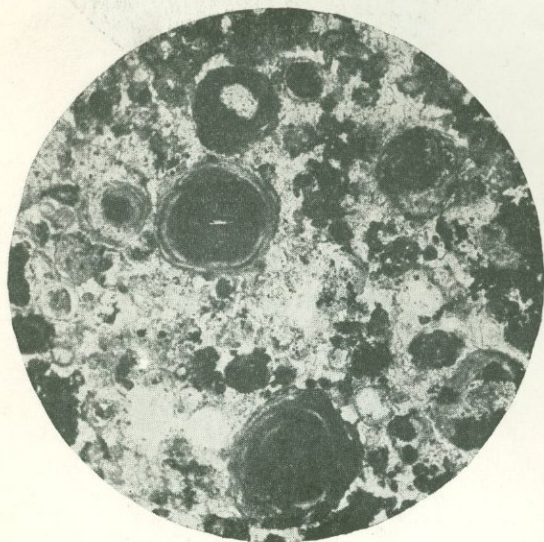
Фиг. 2. Травертино из радиально-лучистого карбоната.

(Обр. № 78, увел. 25, николи ///)



Фиг. 3. Туфонд. Железистый оолит и карбонат.

(Обр. № 80, увел. 50)



оси знак минерала определяется $+$. На двойниках по (100), на разрезах, также \perp оптической оси, плоскость оптических осей располагается \perp следу двойникового срастания. Знак $+$ минерала подтверждается и на разрезах косых к острой биссектрисе.

На разрезах \parallel плоскости оптических осей, иногда также сдвойникованных, поляризационная окраска розово-зеленая II порядка:

$$n_g - n_p = 0.0277 \text{ (компенсатор Berck)}$$

$$n_g : C = 38^\circ$$

Эти данные указывают на диопсид.

Вкрапленники плагиоклаза достигают размеров до 1.5 мм и сдвойникованы по альбитовому закону.

На этих кристаллах удалось определить следующие константы.

На разрезах, наклонных к оптической оси, определялся несколько раз знак минерала $-$.

На разрезе, почти строго $\perp n_p$ с двумя ясными спайностями погасание n_g к более короткой из них 32° (Ab₂₉An₇₁)

На разрезе \parallel (010), наклонном к n_g , погасание -12° (Ab₅₃An₄₇)

На другом, подобном же разрезе, с хорошими спайностями и также с косым выходом n_g , погасание 25° (Ab₃₇An₆₃)

На разрезе строго $\perp n_g$ погасание -10° (Ab₆₀An₄₀)

На разрезе \parallel (010), с весьма косым выходом n_g , при довольно отчетливых спайностях, погасание -10° (Ab₅₈An₄₂)

На разрезе, близком к $\perp n_g$, погасание 12° (Ab₅₈An₄₂)

В этом случае n_g есть, повидимому, острая биссектриса, т. е. знак минерала $+$.

Еще на одном разрезе \parallel (010), с весьма косым выходом n_g , погасание -11° (Ab₅₇An₄₃)

Основная масса описываемых пород состоит из многих кристаллических элементов, среди которых на первом месте стоят микролиты плагиоклазов. Они вытянуты и сдвойникованы по альбитовому закону; двойники состоят обычно из небольшого числа неделимых. Большинство обладает отрицательным удлинением. Вследствие ничтожных размеров, они почти недоступны сходящемуся свету. Длина их пластинок до десятых долей миллиметра.

На одном разрезе, почти \perp оптической оси, знак минерала определялся $-$.

На разрезах \perp (010) симметрической зоны иногда определены максимальные углы погасания $\begin{cases} 24^\circ \text{ (Ab}_{57}\text{An}_{43}) \\ 27^\circ \text{ (Ab}_{50}\text{An}_{50}) \end{cases}$,
но обычно от 11° (Ab₇₂An₂₈) до 18° (Ab₆₅An₃₅)

Иначе ориентированные разрезы редки.

Эти измерения показывают, что состав плагиоклазов основной массы кислее состава вкрапленников.

Остальные минералы основной массы представлены оливином, пироксеном и магнетитом.

Оливин развит в виде зерен, иногда удлинённых, иногда бесформенных, прямогаснущих, оптически отрицательных, в отличие от оливина вкрап-

ленников. Поляризационная окраска—до розовой II порядка. На вытянутых разрезах имеются продольные и поперечные спайности. Удлинение обычно положительное.

Пироксен представлен также многочисленными зернами зеленовато-сероватого цвета в простом свете, с углами погасания до 39—45°. Некоторые из них сплошь облеплены по периферии кристалликами магнетита.

Магнетит развит в виде кубических и октаэдрических кристалликов, слепленных с кристалликами пироксена. Встречаются и дендритообразные сростки в виде рядов кристаллических зерен, копьевидные сростки из октаэдров и пластинчатые сростки.

Вулканического стекла, повидимому, мало. Часто встречаются пустотки, диаметром от 0.5 до 2.15 мм.

По своему минералогическому составу порода представляет собой оливиновый базальт с несколько кислым для такового плагиоклазом.

Перечисление анализа базальта Арэни (№ 72)

По методу Левинсон-Лессинга

Состав	Валовой анализ (в %)	Обезвоженный (в %)	Молекулярные количества
SiO ₂	52.28	52.28	0.866
TiO ₂	1.57	1.57	0.020
Al ₂ O ₃	22.56	22.56	0.221
FeO	5.34	5.34	0.074
CaO	5.40	5.40	0.091
MgO	3.27	3.27	0.081
K ₂ O	2.71	2.71	0.029
Na ₂ O	7.16	7.16	0.115
Потеря при прокаливании	0.17	—	—
Сумма	100.16	99.99	1.497

Магматическая формула: $4\text{RO}_2 \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 1.77\text{R}\bar{\text{O}}$;

$$\alpha = 1.68;$$

$$\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 0.60$$

По методу Озанна

С о с т а в	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	0.866	57.85% } S = 59.19
TiO ₂	0.020	1.34 }
Al ₂ O ₃	0.221	14.76 { $\frac{14.76}{5.14} = A$
FeO	0.074	4.94 { $\frac{6.08}{5.14} = C$
CaO	0.091	6.08 { $\frac{0.94}{1} = CaO$ } F = 11.29
MgO	0.081	5.41
K ₂ O	0.029	1.94 } A = 9.62
Na ₂ O	0.115	7.68 }
Сумма	1.497	100.00

Формула породы: S_{59.19} A_{9.62} C_{5.14} F_{11.29}

Проверка: (S + 2A + 2C + F = 100)

Проекционная формула: a_{7.38} c_{3.95} f_{8.67}; n = 8; a+c+f = 20

Состав плагиоклаза = 2a : c = 14.76 : 3.95 = Ab₇₉ An₂₁. Подобный состав плохо вяжется с микроскопическими данными.

По методу Niggli

С о с т а в	Молекулярные количества	Молекулярные количества для вычисления чисел Niggli	Числа Niggli
SiO ₂	0.866	SiO ₂ = 0.866	Si = 141.73
TiO ₂	0.020		
Al ₂ O ₃	0.221	Al ₂ O ₃ = 0.221	al = 36.17
FeO	0.074	FeO + MgO = 0.155	fm = 25.37
CaO	0.091	CaO = 0.091	c = 14.89
MgO	0.081		
K ₂ O	0.029	} K ₂ O + Na ₂ O = 0.144	alk = 23.57
Na ₂ O	0.115		
Сумма	1.497		

c : fm = 0.59; mg = 0.52; k = 0.20

Si' = 4 alk + 100 = 194.28;

qz = Si - Si' = -52.55

По классификации Niggli порода попадает в категорию «stark basische, an Si stark untersättigte Magmen».

По $c:fm = 0.59$ порода попадает в 4 сечение тетраэдра (0.43—0.67) в Eruptivfeld.

Количественный минералогический состав

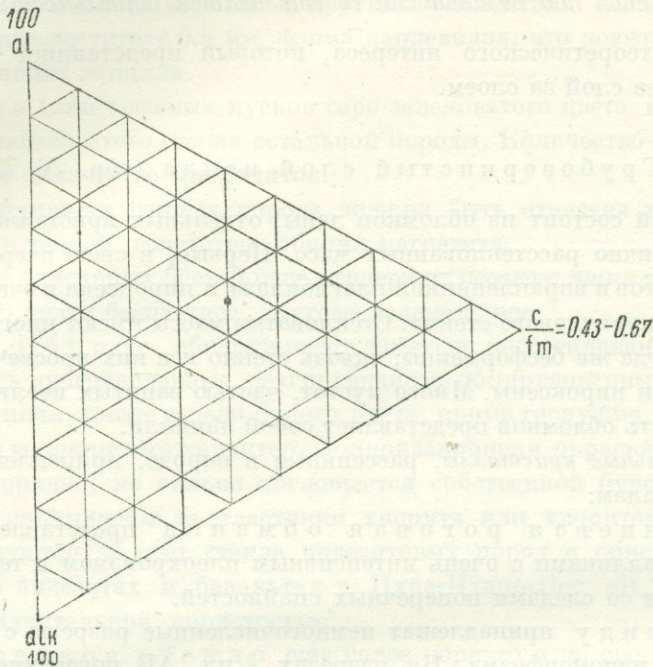
По микроскопическим данным наша порода состоит: 1) из вкрапленников оливина, диопсида и плагиоклаза: $Ab_{53} An_{42}$ и $Ab_{57} An_{43}$, причем все вкрапленники малочисленны; 2) из основной массы: из оливина, магнетита, авгита, плагиоклаза, состава обычно от $Ab_{72} An_{28}$ до $Ab_{65} An_{35}$ и некоторого количества стекла. Средний плагиоклаз принимаем по микролитам $= Ab_{67} An_{33}$.

Вычисление количественного минералогического состава

С о с т а в	Молекулярные количества	Альбит	Анортит	Оливин	Пироксен	Стекло
SiO ₂	0.866	0.546	0.182	0.040	0.075	0.023
TiO ₂	0.020	—	—	—	0.020	—
Al ₂ O ₃	0.221	0.091	0.091	—	0.025	0.014
FeO	0.074	—	—	0.040	0.034	—
CaO	0.091	—	0.091	—	—	—
MgO	0.081	—	—	0.040	0.041	—
K ₂ O	0.029	—	—	—	—	0.029
Na ₂ O	0.115	0.091	—	—	—	0.024
С у м м а	1.497	0.728	0.364	0.120	0.195	0.090
Весовые %	—	47.93	25.40	6.91	12.78	7.05
		Plg = 73.33				

Состав пироксена: 41 MgSiO₃ 75 (Mg,Fe)SiO₃
 34 FeSiO₃ 25 Al₂O₃
 25 Al₂O₃ 20 TiO₂
 20 TiO₂
 3 (Mg,Fe) SiO₃ · Al₂O₃ · 0.8TiO₂

В литературе имеется ряд анализов базальтов Армении, близких к нашему (см. Левинсон-Лессинг «Андезитобазальтовая формация центральной части Армении»). Сравнение с ними заставляет причислить нашу породу к тефритобазальтам.



Фиг. 5. Сечение 4-е тетраэдра по Niggli:
 Базальт Арзни: al = 36.17; alK=23.57; c+ fm= 40.26

С о с т а в	Тефрито-базальт Ново-Баязета		Тефрито-базальт Арзни		Авгитовый андезит Ереван в %
	в %	молеку- лярные количества	в %	молеку- лярные количества	
SiO ₂	50.55	0.8383	52.97	0.883	55.40
TiO ₂	1.42	—	1.20	—	—
Al ₂ O ₃	18.12	0.1773	19.73	0.193	19.19
Fe ₂ O ₃	4.83	0.0302	2.49	0.015	6.18
FeO	4.27	} 0.0623	4.75	} 0.068	—
MnO	0.19		0.13		
MgO	5.42	0.1344	4.12	0.103	1.57
CaO	8.87	0.1581	7.00	0.125	7.75
Na ₂ O	4.08	0.0658	4.41	0.071	5.20
K ₂ O	1.59	0.0169	2.71	0.029	4.12
Потеря при прокаливании . .	0.63	—	0.61	—	0.36

Пепел под базальтами со столбчатой отдельностью

В виду теоретического интереса, который представляет эта порода, описываем ее слой за слоем.

Грубозернистый слой пепла (обр. № 73)

Этот слой состоит из обломков лавы, отдельных кристаллов и стекловатых, частично расстеклованных масс. Первые, в свою очередь, состоят из микролитов и вкрапленников плагиоклаза и пироксена и очень большого количества коричневого стекла. Стекловатые массы имеют иногда округлую форму, иногда же бесформенны; сквозь стекло и в них просвечивают полевые шпаты и пироксены. Много пустот, частью занятых цеолитами. Повидимому, часть обломков представляет собой лапилли.

1. *Отдельные кристаллы*, рассеянные в породе, принадлежат следующим минералам:

Коричневая роговая обманка представлена несколькими кристалликами с очень интенсивным плеохроизмом в темнокоричневых тонах и со следами поперечных спайностей.

Диопсиду принадлежат немногочисленные разрезы с признаками некоторого идиоморфизма. На разрезах \parallel пл. АВ погасание $c : n_g = 40^\circ$; $n_g - n_p$ около 0.029. Собственная окраска светлозеленоватая.

Руда имеет иногда квадратные контуры, что позволяет предположить в ней магнетит, но иногда она просвечивает на краях красным цветом, что показывает частичное превращение ее в красный железняк. Имеются и совершенно красные бесформенные массы этого железняка.

Плагиоклазы представлены многочисленными обломками случайной формы, почти не дающими ориентированных разрезов. На разрезах $\parallel (010)$ с косым выходом n_g погасание $= 0^\circ$, что дает состав $Ab_{72} An_{28}$.

2. *Округленные кусочки лавы* состоят из мелких вкрапленников плагиоклаза и пироксена и основной массы из микролитов плагиоклаза и стекла.

Вкрапленники плагиоклазов многочисленны, но мелки, не превосходя в длину 0.25 мм.

На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ погасание до $14^\circ (Ab_{69} An_{31})$

На разрезах $\parallel (010)$ погасание $29\frac{1}{2} (Ab_{45} An_{55})$

Вкрапленники пироксенов еще меньших размеров и принадлежат, судя по светлозеленой собственной окраске, вероятно, диопсиду.

Встречаются в избытке зернышки магнетита.

Микролиты плагиоклаза основной массы неопределимы, в виду незначительности размеров. Они вытянуты и сдвойникованы по альбитовому закону.

Размер описываемых кусочков лавы или лапилли чрезвычайно разнообразен. Встречен один кусочек, состоящий из одного лишь кристалла пла-

гиоклаза, окруженного стеклом и другими элементами основной массы; длина его едва достигает 0.5 мм, форма каплевидна, что позволяет отнести его к настоящим лапилли.

Стекло описываемых кусков серо-зеленоватого цвета в отличие от желтовато-зеленоватого стекла остальной породы. Количество его, видимо, меньше, чем количество микролитов.

По совокупности данных порода должна быть отнесена к андезитам. Она кажется темной, вследствие обилия магнетита.

3. Кроме описанных частей пепел содержит *двоякого типа вулканическое стекло*: одно почти бесцветное, другое—зелено-бурое.

Зелено-бурое обнаруживает заметное расстеклование: по нему образовались многочисленные, реагирующие на поляризованный свет, вытянутые пластинки, также зелено-бурого цвета, прямо гаснущие, иногда приобретающие волокнистый характер. Поляризационная окраска их, видимо, желтая I порядка, но сильно поглощается собственной бурой окраской. Они очень напоминают те пластинки хлорита или хлоритоида, которые часто образуются за счет стекла андезитовых пород и описаны автором в статье об андезитах и базальтах г. Цхра-Цхаро (loc. cit.). Стекло это обладает значительной пористостью.

Бесцветное стекло еще более пористо и по своему строению представляет собой по существу пемзу. При сильных увеличениях видно, что оно состоит из мелкопластинчатого войлока микролитов полевых шпатов, пропитанного светлым стеклом, в котором также заметны хлоритоподобные продукты расстекловывания, но в гораздо меньшем количестве, чем в зелено-буром стекле. Это настоящий «glassdurchtränktes Mikrolithen-filz» Розенбуша. В этом стекле совершенно не видно магнетита или других руд, а в зелено-буром встречается довольно много красного железняка. Граница между обоими стеклами резкая.

Из описания пепла следует, что он состоит из нескольких разнородных частей. Лапилли представляют собой кусочки роговообманкового и пироксенового андезита, темное зелено-бурое стекло принадлежит, видимо, той же магме, а светлое, может быть,—несколько более кислой. Составные части пепла в общем чужды базальтам со столбчатой отдельностью, которые их покрывают. Из этого можно сделать заключение, что пепел был выброшен каким-то андезитовым вулканом в промежуток времени, предшествовавший излиянию базальтовых лав или отдельных их потоков.

Зеленые прослои в верхних слоях пепла (обр. № 74)

Большая часть породы состоит из обломков бурой андезитовой лавы того же типа, что и в предыдущем образце, из отдельных кристаллов пироксена и плагиоклаза, из их осколков и из кусков светлого прозрачного стекла.

1. Светлое стекло исчезает в общей темноокрашенной массе породы, но при внимательном изучении являет все признаки настоящего вулканического

стекла: извилистые тонкие полоски, с очень легкой зеленовато-серой окраской, пористость, полную изотропность, слегка округлые контуры отдельных участков. Для всех участков характерна ячеистость. В некоторых случаях тонкие волоски разбиваются на отдельные капельки. Оно обладает чрезвычайно слабым рельефом.

Чуждость этого стекла другим частям породы бросается в глаза и подтверждает высказанное выше предположение о не-базальтовом характере всего пепла.

2. *Обломки лавы* состоят, как и в предыдущем образце, из бурого стекла, микролитов и мелких вкрапленников плагиоклаза. Нередки и кусочки одного бурого стекла, без всяких кристаллических элементов. Размер всех кусков не превосходит 0.50 мм.

Полевые шпаты описываемой лавы обычно неопределимы в виду незначительности размеров. Микролиты сдвойникованы по альбитовому закону и иногда гаснут прямо.

На небольших вкрапленниках, длиною до 0.20 мм, на идиоморфных разрезах, строго $\parallel (010)$, погасание также прямое ($Ab_{72} An_{28}$).

3. Кроме обломков лавы и стекла в нашем пепле встречаются *отдельные кристаллы* следующих минералов: небольшие пластинки биотита с интенсивным плеохроизмом в красно-бурых тонах, обломки пироксена и небольшое количество вкрапленников полевых шпатов. На нескольких их разрезах $\parallel (010)$ определено опять погасание $= 0^\circ$ ($Ab_{72} An_{28}$). Кроме того, встречается большое количество руды в виде трех- и четырехугольных разрезов магнетита и бесформенных зерен.

Таким образом, в описываемых зеленых прослоях повторяются составные части грубозернистого туфа № 73. По своему строению он может быть назван аггломератным.

Третий мелкозернистый слой пепла (обр. № 75)

При слабых увеличениях эта порода почти совершенно не реагирует на поляризованный свет: ее фон составляет изотропная масса, среди которой разбросаны отдельные кристаллы плагиоклаза и пироксена и их обломки.

Основная масса состоит из крупных, сплошь потрескавшихся, зерен вулканического стекла и из мелкозернистой массы, заполняющей промежутки между ними. При сильных увеличениях и в крупных зернах, и в мелкозернистой массе становятся заметными мельчайшие поляризующие точки. Некоторые из них оказываются вытянутыми пластинками полевых шпатов; число их особенно велико в мелкозернистой массе; другие зерна напоминают пироксены. Крупные потрескавшиеся зерна представляют собой почти сплошное стекло; они достигают в диаметре 1 мм или несколько более. В породе разбросано несколько кусочков той бурой андезитовой лавы, которая описана выше.

Мы видим, что описываемый слой мелкозернистого пепла исключительно богат стеклом.

Четвертый мелкозернистый слой пепла (обр. № 76)

Скопление сильно пористого микрофельзитового стекла, в котором разбросаны многочисленные обломки пироксена и плагиоклаза, величиной в десятые доли миллиметра. В самом стекле просвечивают многочисленные микролиты плагиоклаза.

Обломки плагиоклазов иногда имеют идиоморфные, но чаще случайные, контуры. На нескольких разрезах $\parallel (010)$ с идиоморфными контурами погасание $= 18\frac{1}{2}^\circ$ ($Ab_{47} An_{53}$).

Среди отдельных кристаллов имеются разрезы амфибола с энергичным плеохроизмом в зеленых тонах, с погасанием:

$$\begin{aligned} n_g : C &= 18^\circ, \\ n_g - n_p &= \text{около } 0.025 \end{aligned}$$

Встречаются разрезы и коричневой роговой обманки (типа базальтической) с очень интенсивным плеохроизмом от желто-оранжеватого до красно-бурого. На разрезе, близком к \parallel пл. АВ, погасание $= 5^\circ$.

Несколько плохо ориентированных зерен авгита или диопсида.

В породе разбросаны многочисленные комки темнобурого стекла, иногда расстеклованного в скопления чешуек зелено-бурого хлоритового минерала. Встречаются и обрывки описанного выше бурого андезита.

Стекловатая масса породы представляет собой скопление бесцветного стекла, в котором завуалировано большое число вытянутых микролитов полевого шпата и заметны многочисленные неопределимые поляризующие точки. По существу, это опять микрофельзит.

Описание, слой за слоем, пеплов, подстилающих базальты со столбчатой отдельностью, позволяет сделать ряд выводов, изложенных в заключительной главе настоящей работы.

Пористые базальты (обр. № 77)

Эти красивые породы характеризуются превосходной офитовой структурой и состоят из удлинённых кристаллов плагиоклаза и зерен пироксена и оливина; последние обрастают каймой красного минерала. Много крупных пор.

Выделилось два поколения минералов: к первому относятся крупные кристаллы плагиоклаза и оливина, ко второму—мелкие кристаллы плагиоклаза, пироксена и оливина.

Вкрапленники оливина достигают в длину 1.00 мм и сохранили еще почти полный идиоморфизм очертаний, несмотря на кайму красного минерала, которою окружены. Эта бахромчато врезающаяся в них кайма—красного цвета и в простом, и в поляризованном свете. На самой периферии она переходит в черную кайму, состоящую из бесформенных полосок и отдельных идиоморфных кристалликов магнетита. Здесь имеется оригинальная коррозия оливина рудою.

Несмотря на эту реакционную кайму, идиоморфизм кристаллов оливина сохранился. Повидимому, магма, еще богатая железом, начала действовать на уже готовый кристалл оливина, но действие это сказалось не оплавлением, а химической реакцией между окислами железа и веществом оливина, в результате чего образовалась красная кайма.

Кристаллы оливина дают возможность сделать определения на целом ряде ориентированных разрезов.

На разрезах, почти строго \perp оптической оси, определяется оптический знак минерала—и положение плоскости оптических осей параллельно одной из спайностей.

На разрезах, близких к \perp острой биссектрисе определяется прямое погасание, знак минерала—, ибо выходит n_p , и $n_g - n_m =$ приблизительно 0.012—13.

На разрезах, слегка наклонных к тупой биссектрисе, погасание почти прямое, выходит n_g и $n_m - n_p =$ приблизительно 0.020.

На разрезах, близких к \parallel плоскости оптических осей, определяется прямое погасание, и $n_g - n_p$ приблизительно 0.035.

Вкрапленники плагиоклаза достигают в длину 1.5—2 мм, сдвойникованы по Ab и K законам, но разрезы редко хорошо ориентированы.

На разрезах $\parallel (010)$ с косым выходом n_g погасание $= -15^\circ$, что соответствует $Ab_{52} An_{48}$.

Оливин второго поколения отличается от оливина первого, прежде всего, своими размерами: его неделимые не превосходят 0.5 мм. Вторым отличием является более широкая, чем у вкрапленников, красная кайма; иногда этот красный минерал образует полную псевдоморфозу по оливину. Он чувствителен к поляризованному свету и при скрещенных николях то гаснет, то просветляется. неделимые оливина, замещенные им, обнаруживают еще свою первоначальную спайность, а иногда—участки с сохранившимися поляризационными окрасками и с прямым погасанием. Можно сделать предположение, что красный минерал представляет собой какой-то богатый окисью железа силикат, образовавший псевдоморфозу по оливину, быть может, идингсит. В нем нередко наблюдается зонарность, выражающаяся чередованием темно- и светлокрасных слоев. Перерождение оливина явилось, вероятно, магматическим процессом.

Пироксен второго поколения представлен зернами и призмочками, иногда с намеками на идиоморфизм очертаний.

На разрезах, наклонных к оптической оси, определяется знак + минерала. На разрезах \parallel пл. АВ:

$$n_g : C = 41-43^\circ$$

$$n_g - n_p = \text{около } 0.022$$

По этим данным минерал может быть определен, как авгит.

В общем, пироксен второго поколения менее идиоморфен, чем плагиоклаз, который представлен почти исключительно сдвойникованными

по альбитовому закону кристаллами вытянутой формы. В многочисленных пустотках кристаллы иногда заканчиваются идиоморфными верхушками.

В симметрической зоне погасание их достигает максимум . . . 25° ($Ab_{55} An_{45}$)

Пустоты совершенно случайной формы, с размерами от 1 до 2 мм. Отличительной чертой их является полное отсутствие вторичных минералов, столь частых в пустотах андезитовых пород, например, минералов группы хлорита. Полевые шпаты, как указано выше, вдаются в пустоты идиоморфными контурами, и некоторые группы их напоминают целые друзы. Это показывает, что они нарастали в пустотках совершенно свободно, не стесненные никакими другими минералами. Отсутствие вторичных минералов указывает, быть может, на отсутствие пнейматолитических агентов в заметных количествах.

Структура породы обусловлена двумя поколениями оливина и плагиоклаза, бóльшим идиоморфизмом оливина, чем плагиоклаза, в основной массе и бóльшим идиоморфизмом плагиоклаза, чем пироксена там же, а также обильными пустотами. Она, следовательно, является порфировой и офитовой.

Следует отметить полное отсутствие стекла.

Травертино (обр. № 78)

Отложения известковых источников, выступающие у курорта, были также изучены под микроскопом; они представляют собой концентрически-слоистые скопления радиальнолучистого карбоната с темными образованиями округлой формы. В некоторых случаях темное вещество составляет центр радиальнолучистых скоплений. Имеются и участки бесформенных зерен карбоната, лишенных двойников и спайности. Иногда одно сферолитовое образование отделяется от другого темной каймой.

Неделимые лучистых сростков обнаруживают прямое погасание. Они своей совокупностью в параллельном свете создают иллюзию одноосной фигуры с изохроматическими кривыми, что объясняется, разумеется, их радиально-лучистым и концентрически-слоистым строением.

Форма упомянутых выше бурых пятен и полосок очень разнообразна: наиболее интересны вытянутые полоски, разительно напоминающие рисунки железистых водорослей и бактерий, исследованных Molisch. Некоторые из них напоминают настоящие клетки с желто-бурыми стенками и с местными скоплениями бурой окиси железа. Отчетливо видна и полость внутри клетки. Такие клеткоподобные образования встречаются, однако, реже, чем нитевидные и просто комки бурой окиси железа. Очень часты тонкие темные полоски вокруг оолито-подобных скоплений зерен карбоната. Повидимому, рудные образования как-то связаны здесь с жизнедеятельностью организмов, быть может, водорослей.

Оолитоподобные тела окружены скоплениями зерен карбоната. Некоторые из них имеют также радиальнолучистое строение. Их слоистость связана, вероятно, с некоторыми перерывами в отложении CaCO_3 из раствора. Они хорошо выделяются на фоне туфа своей слегка сероватой окраской, вызванной, вероятно, органическими примесями.

Мы видим, что все черты строения нашей породы характерны для травертино.

Повидимому, в этом травертино есть и арагонит, и кальцит. К первому относятся, вероятно, вытянутые удлиненные призмы (см. выше) с плохими поперечными спайностями, всегда с прямым погасанием и отрицательным удлинением (к сожалению, разрезов, перпендикулярных острой биссектрисе, найти не удалось). Ко второму относятся, зерна со слабо намеченной ромбоэдрической спайностью, образующие в штуфе нечто вроде жилков. Повидимому, арагонит явился непосредственным отложением горячих источников, а кальцит—вторичным продуктом, результатом последующих перемещений углекислой извести.

*Слои туфов и туфоидов под базальтами на левом склоне ущелья
(выше с. Джаткран)*

Верхний слой (обр. № 79)

Весьма мелкозернистая пористая порода, состоящая из плагиоклаза, пироксена, коричневого амфибола, обильного стекла и хлоритового минерала в виде опушения пустот. Размер зерен не превосходит 0.25 мм, размер пустот 0.50 мм. В большинстве случаев, однако, диаметр тех и других значительно меньше.

Оригинальной чертой структуры является то, что комки стекла, иногда округлой формы, окружены тонкой каемкой поляризующего вещества, которое в массе создает как бы сеточку.

Кристаллы пироксена относятся, видимо, к авгиту. Число ориентированных разрезов недостаточно для полного диагноза. Он оптически положителен, имеет прямое погасание на разрезах \perp острой биссектрисе.

$$n_g : c = 45^\circ$$

$$n_g - n_p = 0.0205 \text{ (компенсатор Векк).}$$

Коричневая роговая обманка представлена кристалликами с характерной спайностью и интенсивным плеохроизмом:

$$n_g - n_m = a.0.012$$

$$n_m - n_p = 0.013$$

$$n_g - n_p = 0.022 - 0.024$$

$$n_g : c = 5^\circ$$

Плеохроизм: по n_g — бурый, темнокоричневый
» n_m — светлорусый, зеленоватый
» n_p — желтоватый.

Эта роговая обманка не может быть отнесена к категории базальтических; против этого говорят низкие силы двупреломления.

Плагиоклазы представлены, как и пироксены, и амфиболы, очень мелкими кристалликами, иногда с идиоморфными контурами.

На двух разрезах (010), со слабо выраженными спайностями, погасание	0° (Ab ₇₂ An ₂₈)
Еще на одном разрезе (010)	+ 12° (Ab ₈₆ An ₁₄)
Еще на одном разрезе (010)	14° (Ab ₈₉ An ₁₁)

Поражает кислый характер этих плагиоклазов, соответствующий породам кислой магмы—дацитовый или даже липаритовой; этому противоречит до известной степени большое количество пироксена и бурой роговой обманки.

Стекло представлено комками красно-бурого цвета, не реагирующими на поляризованный свет. Часть его желто-бурого цвета и тогда прозрачна. В нем вкраплены в небольшом количестве бесформенные рудные частицы. Имеются комочки стекла, обволакивающие кристаллики плагиоклаза, округлой формы, являющиеся, повидимому, мельчайшими лапилли.

Упомянутое выше опущение пустот представлено узкими полосками с поляризационными окрасками до желтой I порядка. Их собственная окраска зеленоватая и они образуют иногда розетки с радиальнолучистым расположением пластинок.

Указанные признаки позволяют предположить какой-то хлоритовый минерал. Он образовался, повидимому, в результате частич-

Перечисление анализа вулканического туфа Арзни (№ 79)

По методу Левинсон-Лессинга

Состав	Валовой анализ в %	Обезвоженный и перечисленный на 100%	Молекулярные количества
SiO ₂	57.20	57.71	0.955
TiO ₂	0.86	0.87	0.011
Al ₂ O ₃	20.05	20.23	0.198
FeO	3.67	3.70	0.051
CaO	5.26	5.31	0.095
MgO	3.33	3.36	0.083
K ₂ O	2.85	2.87	0.030
Na ₂ O	5.90	5.95	0.096
H ₂ O	2.07	—	—
Сумма	101.19	100.00	1.519

} RO₂=0.966
 } R₂O₃=0.198
 } RO=0.229
 } R₂O=0.126
 } RO=0.355

ного поверхностного расстеклования и выразился в образовании гидросиликата за счет первоначального силиката стекла.

Описываемый тип вулканического туфа встречен мною впервые в Армении. Судя по его составу из округленных комочков стекла и кристаллов пироксена, амфибола и плагиоклаза, его придется, пожалуй, назвать аггломератным туфом.

Несомненно, магма, давшая начало этой породе, также является андезитовой (см. описание пеплов под базальтами со столбчатой отдельностью). Против базальтовой магмы говорит и кислый характер плагиоклазов и небазальтический характер роговой обманки.

Магматическая формула: $4.88 \text{ RO}_2 \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 1.79\bar{\text{R}}\text{O}$

$$\alpha = 2.03$$

$$\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 1.82$$

По методу Озанна

Состав	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	0.955	62.87
TiO ₂	0.011	0.72
Al ₂ O ₃	0.198	13.04
FeO	0.051	3.36
CaO	0.095	6.25
MgO	0.083	5.46
K ₂ O	0.030	1.98
Na ₂ O	0.096	6.32
Сумма	1.519	100.00

$S = 63.59$
 $\left. \begin{array}{l} 13.04 \\ - 8.30 = A \\ \hline 4.74 = C \end{array} \right\}$
 $\left. \begin{array}{l} 6.25 \\ - 4.74 = C \\ \hline 1.51 = \text{CaO} \end{array} \right\} 10.33 = F$
 $\left. \begin{array}{l} 1.98 \\ 6.32 \end{array} \right\} A = 8.30$

Формула породы: $S_{63.59} A_{8.30} C_{4.74} F_{10.33}$

Проверка: $S + 2A + 2C + F = 100$

Проекционные количества: $a_{7.10} c_{4.06} f_{8.84}$; $n = 7.6$; $a + c + f = 20$.

Средний плагиоклаз $2a : c = 14.20 : 4.06 = \text{Ab}_{78} \text{A}_{22}$, что хорошо вяжется с микроскопическими данными.

По методу Niggli

	Молекулярные количества	Молекулярные количества для вычисления чисел Niggli	Числа Niggli
SiO ₂	0.955	SiO ₂ =0.955	Si=172.69
TiO ₂	0.011	—	—
Al ₂ O ₃	0.198	Al ₂ O ₃ =0.198	al=35.84
FeO	0.051	FeO+MgO=0.134	fm=24.23
CaO	0.095	CaO=0.095	c=17.18
MgO	0.083	—	—
K ₂ O	0.030	K ₂ O+Na ₂ O=0.126	alk=22.78
Na ₂ O	0.096	—	—
Сумма	1.519	—	—

$c : fm = 0.71; mg = 0.62; k = 0.24; Si' = 4alk + 100 = 191.12$
 $qz = Si - Si' = 172.69 - 191.12 = -18.43$

Согласно классификации Niggli, по этой величине qz порода попадает в «*schwach basische, an Si schwach untersättigte Magmen*» (qz—12 bis —50).

По отношению $c : fm = 0.71$ порода попадает в 5-е сечение тетраэдра (0.67—1.00), в Eruptivfeld.

Количественный минералогический состав

По микроскопическим данным порода относится к амфиболовым андезитам и состоит из авгита, коричневой роговой обманки, плагиоклаза, красно-бурого стекла и хлоритового минерала, образовавшегося за счет стекла.

Вычисление количественного минералогического состава

Состав	Молекулярные количества	Титанит	Альбит	Анортит	Метасиликаты	Стекло
SiO ₂	0.955	0.011	0.576	0.058	0.189	0.121
TiO ₂	0.011	0.011	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.198	—	0.096	0.029	0.043	0.030
FeO	0.051	—	—	—	0.051	—
CaO	0.095	0.011	—	0.029	0.055	—
MgO	0.083	—	—	—	0.083	—
K ₂ O	0.030	—	—	—	—	0.030
Na ₂ O	0.096	—	0.096	—	—	—
Сумма	1.519	0.033	0.768	0.116	0.421	0.181
Весовые %	—	2.16	50.56	8.09	8.36 MgSiO ₃ 6.41 CaSiO ₃ 6.75 FeSiO ₃ 4.40 Al ₂ O ₃	13.14
			Plg=58.65		25.92	

Состав метасиликатов:	0.083 MgSiO ₃	0.134 (Mg, Fe) SiO ₃
	0.055 CaSiO ₃	0.055 CaSiO ₃
	0.051 FeSiO ₃	0.043 Al ₂ O ₃
	0.043 Al ₂ O ₃	

12 (Mg, Fe) SiO₃
 5 CaSiO₃
 4 Al₂O₃ или
 5 [CaSiO₃ 2(Mg, Fe) SiO₃]
 2 [(Mg, Fe) SiO₃ 2Al₂O₃]

Эта формула хорошо увязывается с обычным составом авгитов и роговых обманок, но Al₂O₃ вдвое больше, чем нормально.

В этом перечислении обращает на себя внимание состав стекла, выражающий остаток от вычисления плагиоклаза и метасиликатов. Это стекло соответствует по составу лейцит у (!).

Второй слой сверху (обр. № 80)

Порода может быть разделена на две части: одна представляет собой скопление концентрически слоистых зерен руды буро-красного цвета, сцементированных мелкозернистым карбонатом; другая—пористая, губчатая масса карбоната, пропитанного глинистым веществом, с прослоями низкополяризующей разновидности SiO₂ и с менее многочисленными зернами железистого оолита.

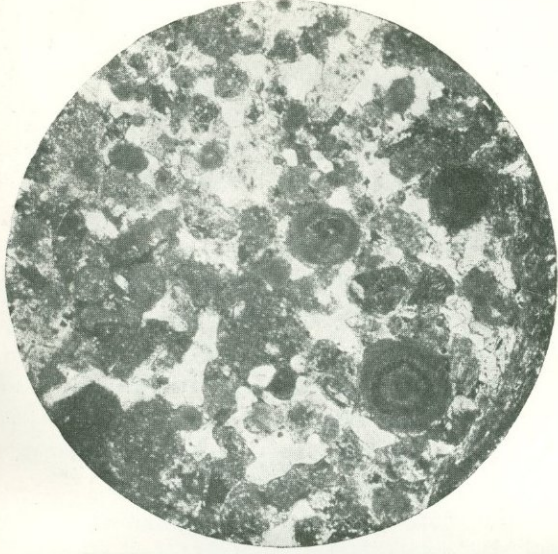
Железистый оолит состоит из зерен неодинакового вида. Некоторые имеют концентрически слоистое строение и состоят из чередующихся слоев: красных (наиболее редких), темно- и светлорубрых. В большом количестве встречаются просто округлые бурые зерна и особенно часты мелкие, бесформенные. Присутствие совершенно красных зерен указывает на образование красного железняка за счет сидерита. В центре немногих оолитов встречаются чуждые включения, например, зернышки полевых шпатов.

Промежутки между зернами железистого оолита заполнены мелкозернистым карбонатом; это, несомненно, кальцит, судя по прекрасным одноосным фигурам в сходящемся свете.

В массе карбоната разбросано несколько мелких, совершенно черных зерен руды и несколько обломков кристаллов пироксена и полевого шпата. В жеодах скопились мельчайшие зернышки низкополяризующей разновидности SiO₂.

В одном случае идиоморфные кристаллы полевого шпата явились центром образования оолита.

На основании приведенных данных можно предположить, что описываемая половина породы представляет собой известковый ил, в который попали кусочки пепла; вокруг них, а отчасти независимо происходило выделение железистого оолита.

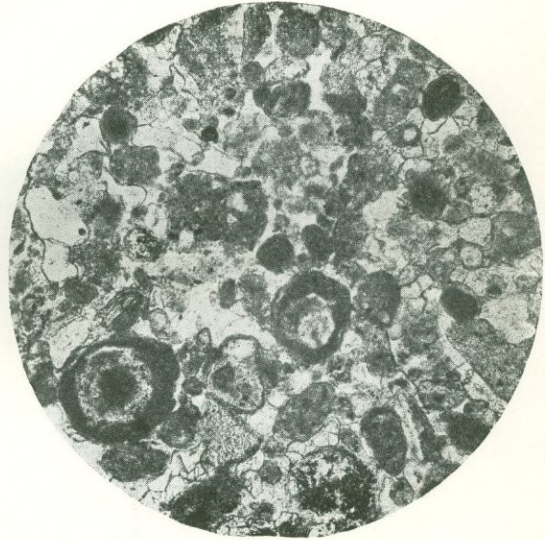


Фиг. 1. Туфойд. Железистый оолит, плагиоклазы, обломки лавы, карбонатный цемент.

(Обр. № 81, увел. 60, николи+)

Фиг. 2. Туфойд. Железистый оолит, плагиоклазы, обломки лавы, карбонатный цемент.

(Обр. № 81, увел. 60, николи //)



Фиг. 3. Пористый базальт. Пироксены, плагиоклазы, стекловатая основная масса.

(Обр. № 82, увел. 60, николи+)



Вторая половина породы характеризуется меньшим количеством зерен оолита, притом не железистого, а карбонатного; окраска их значительно светлее, чем в первой половине. Центром оолитов в нескольких случаях являются черные зернышки руды. Концентрические зоны выражены хуже, чем в первой половине. Внутреннее ядро значительного числа оолитов совершенно не реагирует на поляризованный свет, что указывает, быть может, на опал или другую аморфную разновидность SiO_2 . Карбонатный цемент между оолитами также крайне мелкозернист: диаметр зерен достигает лишь тысячных долей миллиметра. В нем вкраплено немного кристаллов бурой роговой обманки, зеленоватого пироксена и плагиоклаза с некоторым идиоморфизмом очертаний.

Слабо поляризирующее вещество образует целые полосы, которые и придают этой части породы слоистую структуру. Повидимому, произошло значительное окремнение первоначальной породы.

В одном оолите заключены плагиоклазы, окаймленные слабо поляризирующей полоской; в других—округлые образования, не реагирующие на поляризованный свет, окрашенные в зеленоватые и буроватые тона и представляющие собой, вероятно, вулканическое стекло. Если это так, то становится понятным присутствие низко поляризирующей разновидности SiO_2 , которая явилась, быть может, результатом частичного разложения этого стекла. Некоторые из включений оказались настоящими кусочками лавы, состоящей из микролитов плагиоклаза и бурого стекла.

Эта часть породы представляет собой, повидимому, также известковый ил, в который попадал андезитовый пепел еще до его затвердения. После того произошло оформление зерен оолита и частичное окремнение, вызванное каким-то передвижением SiO_2 .

Третий слой сверху (обр. № 81)

Эта порода представляет собой также смешение вулканического пепла с известковой оолитовой породой, но и та, и другая часть развиты гораздо лучше, чем в предыдущем образце. По структуре она может быть разбита на три части: в одной преобладает вулканическая порода, в другой—оолиты в массе карбоната, в третьей—вулканическое стекло. Рассмотрим каждую часть в отдельности.

1. *Первая часть породы* состоит из темнокоричневого стекла, вкрапленников плагиоклаза и пироксена, обломков андезитовой лавы с микролитами плагиоклаза и небольшого числа оолитов.

Коричневое стекло значительно преобладает над другими составными частями и имеет неравномерное комковатое сложение. Участки различной интенсивности коричневой окраски чередуются друг с другом, создавая впечатление, что масса стекла состоит из отдельных кусков. Уже это говорит за пепельный характер этого участка породы. На краях многочисленных мелких пустот сидят обычные розетки и чешуйки хлорито-

вого минерала. Нередки красноватые бесформенные зернышки красного железняка.

Кусочки андезитовой лавы, вкрапленные среди этого коричневого стекла, резко выделяются на его фоне. Они двоякого типа: одни состоят из красного вулканического стекла и мелких вкрапленников плагиоклаза; другие—из обильных микролитов плагиоклаза, черных зернышек магнетита, кристалликов пироксена и светлого зеленоватого стекла. Обе породы принадлежат, вероятно, андезитовой магме, но точное определение их плагиоклазов невозможно вследствие незначительности размеров, а в некоторых случаях и пропитанности стеклом. Разрезы мелких вкрапленников плагиоклаза симметрической зоны \perp (010) гаснут под углом 11° . Поражает обилие зерен магнетита в некоторых из кусочков лавы.

Кристаллы плагиоклаза, вкрапленные непосредственно в коричневом стекле, представлены бесформенными, иногда остроугольными обломками.

На одном разрезе, близком к \parallel (010), погасание 27° ($Ab_{51} An_{49}$).

На другом, ориентированном строго \parallel (010), погасание 26° ($Ab_{53} An_{47}$).

Кристаллы пироксена, вкрапленные в стекле, представлены также бесформенными и остроугольными обломками. Они нередко сдвойничены по (100), обладают обычной призматической спайностью и погасанием на разрезах, близких к \parallel пл. $AB=34^\circ$.

В описываемой части породы имеется одно зерно оолита, состоящее из концентрических слоев бурого и зеленовато-желтого цвета. Оно, повидимому, состоит из карбоната, завуалированного глинистым и железистым веществом, и является, следовательно, глинистым сферосидеритом. Имеются и прожилки кальцита.

2. *Вторая часть породы* состоит из мелкозернистой массы карбоната, в которой вкраплены многочисленные оолиты и изредка обломки кристаллов пироксена и плагиоклаза.

Кристаллы плагиоклаза представлены почти исключительно обломками.

На одном разрезе \parallel (010) погасание -16° ($Ab_{50} An_{50}$).

На другом подобном же погасание -10° ($Ab_{58} An_{42}$).

Кристаллы пироксена также представлены обломками, более редкими, чем обломки плагиоклаза.

На разрезе, близком к \parallel пл. АВ:

погасание $n_g : C=37^\circ$

$n_g - n_p = ca. 0.023-0.024$

На разрезе, близком к \perp тупой биссектрисе:

$n_g - n_m = 0.018-0.019$

Повидимому, это диопсид.

Оолитоподобные тела могут быть разделены на 3 категории. Одни имеют ясное концентрически слоистое строение и состоят из чередующихся темных и светлых слоев, другие представляют собой просто круглые комочки буро-зеленого и серо-зеленого цвета, третьи—правильной округлой формы—также не слоисты и окрашены в серый и буроватый цвета. Повидимому, первая и третья категории являются оолитами сферосидерита, а вторая, возможно, кусочками вулканического стекла. Допустимо и другое толкование: кусочки стекла послужили центром образования оолитов сидерита и кальцита. Это тем более вероятно, что внутри некоторых округлых тел видны небольшие обломочки настоящей лавы, состоящие из микролитов плагиоклаза и темнобурого стекла.

Наконец, были найдены зерна оолита, в которые включены круглые комочки стекла, окруженные концентрически слоистыми каймами карбоната.

Карбонатная масса, заполняющая промежутки между всеми описанными элементами, чрезвычайно мелкозерниста и состоит из зерен, лишенных двойников, но иногда со спайностями. Диаметр этих зерен не превосходит тысячных долей миллиметра. В связи со стеклом, а иногда и независимо от него, в карбонатной массе рассеяны кристаллики магнетита.

Судя по всем данным, вулканический пепел попал в рыхлую массу известкового пла еще до начала его затвердевания. Частицы пепла явились центрами кристаллизации карбонатной массы.

Граница между двумя описанными частями породы довольно резка.

3. Третья часть породы состоит из обломков лавы, осколков кристаллов пироксена и плагиоклаза и кусочков темнобурого стекла, вкрапленных в светлом, почти бесцветном стекле.

Бесцветное стекло очень близко по своему показателю преломления к канадскому бальзаму, ибо даже при сильном диафрагмировании и косом освещении линия Бекке на месте их соприкосновения не появляется. Местами это стекло имеет слегка желтоватую окраску.

Куски бурого стекла вкраплены в бесцветном стекле, как чуждые ему образования, отделенные от него резкой границей. Они представляют собой, по существу, куски лавы, но очень богатой стеклом, и содержат микролиты плагиоклаза и обломки пироксена. Бурое стекло и здесь подвергается обычному расстеклованию с образованием хлоритового минерала в виде пластиночек и розеток по краям пустот.

Обломки лавы принадлежат, несомненно, андезиту и состоят из многочисленных микролитов плагиоклаза, мелких его вкрапленников, обильных мелких кристалликов магнетита и свежего, светлого стекла. Это чистый тип микролитовых андезитов, неоднократно описывавшийся выше. Некоторые из обломков этой лавы окружены каймой зелено-бурого стекла, точно «защитной зоной», от окружающего бесцветного стекла. Один небольшой вкрапленник в этой лаве дал на разрезе $\parallel (010)$ с довольно прямым выходом n_g —погасание = 12° .

Кристаллы пироксена как отдельные, так и в составе андезитов, принадлежат авгиту или диопсиду, судя по их зеленоватой собственной окраске.

Имеются в этой части породы и оолиты, и округлые комочки карбоната, аналогичные описанным из других частей, но хуже выраженные.

Из описания всех трех частей породы видно, что она является продуктом смешения вулканического пепла с известняком и железистым оолитом. Возможно, что существовал бассейн, куда и попадал пепел, смешиваясь здесь теснейшим образом с известковым илом; возможно, однако, что карбонатная масса и железистый оолит явились продуктами отложения минеральных источников.

Четвертый слой того же обнажения (обр. № 82)

Эта порода, повидимому, представляет собою пористый базальт или очень основной андезит, состоящий из большого количества темнубурого стекла, множества мелких вкрапленников и микролитов плагиоклаза, вкрапленников пироксена и их скоплений. Много мелких зернышек руды.

Вкрапленники пироксена обладают иногда превосходным идиоморфизмом. На различных ориентированных разрезах удалось определить следующие его свойства, указывающие на диопсид.

Оптический знак $+$, положение плоскости оптических осей $\parallel (010)$; она делит пополам угол между призматическими спайностями.

$$n_g - n_m = \text{около } 0.022$$

$$n_g - n_p = 0.027 - 0.029$$

$$n_g : C = 39^\circ$$

Собственная окраска светлозеленая. Встречаются двойники по (100).

Кристаллы этого пироксена образуют скопления по несколько неделимых, притом с различной оптической ориентировкой. Иногда в одном скоплении находится до 10 неделимых. Диаметр отдельных зерен не превышает 0.5 мм, диаметр скоплений—обычно 1.00 мм.

Вкрапленники плагиоклаза развиты в виде сдвойникованных по альбитовому и другим законам пластинок, редко полисинтетических, и в виде табличек $\parallel (010)$. Длина их не превосходит обычно 0.5 мм.

На нескольких хороших идиоморфных разрезах $\parallel (010)$ удалось определить следующие углы погасания:

$$-22^\circ (\text{Ab}_{42}\text{An}_{58})$$

$$-30^\circ (\text{Ab}_{29}\text{An}_{71})$$

$$-20^\circ (\text{Ab}_{45}\text{An}_{55})$$

Вкрапленники плагиоклаза расположены в массе стекла без видимого порядка. Структуру породы можно скорей всего назвать интерсертальной.

Следует отметить отсутствие пропитанности плагиоклаза стеклом, что так часто встречается в андезитах.

Основная масса состоит из обильных микролитов плагиоклаза и пироксена, обильных зерен руды и бурого стекла.

Микролиты пироксена представлены в большинстве случаев мелкими бесформенными зернами, но иногда укороченными призмочками. На последних удалось определить $C:n_g=36^\circ$.

Микролиты плагиоклаза сдвойникованы по альбитовому и другим законам и достигают в среднем размеров $=0.4$ мм.

На двух разрезах $\parallel (010)$ погасание:

- 1) 27° ($Ab_{34}An_{66}$)
- 2) 30° ($Ab_{29}An_{71}$)

Магнетит в виде кубических и октаэдрических кристалликов в очень большом количестве.

Бурое стекло составляет основу, в которую погружены все микролиты. Оно, повидимому, изотропно. Местами оно вуалирует кристаллические элементы, образуя то, что Rosenbusch назвал «ein glassdurchtränktes Mikrolithenfilz».

Базальтовый характер эта порода имеет вследствие чрезвычайно основного состава плагиоклазов.

III. ВЫВОДЫ ИЗ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Наше небольшое исследование позволяет сделать некоторые общие выводы о базальтах и туфах района Арзни. Следует вторично отметить, что материал, с которым произведена работа, весьма ограничен и касается лишь ближайших к Арзни частей ущелья р. Занги. Однако, судя по описанию Абиха, Данненберга и Левинсон-Лессинга, весь базальтовый массив от Еревана до оз. Гокча обладает значительной однородностью и детальное исследование пород, сделанное для небольшого участка у Арзни, может отчасти осветить картину строения всего массива.

Наибольшего развития, как мы видели в описательной части, достигают в нашем районе базальтовые породы, среди которых мы выделили разности со столбчатой отдельностью и разности пористые.

Структура первых базальтов отличается многими интересными чертами. Их вкрапленники оливина нередко вытянуты, что объясняется влиянием текучести магмы уже при кристаллизации минералов первого поколения; вероятно, движение магмы началось очень рано, до начала кристаллизации, и тектонические влияния сказались на еще совершенно жидкой магме, находившейся при очень высокой температуре. Оплавление кристаллов оливина указывает на влияние или высокой температуры, или внезапно повышенного давления. Наоборот, вкрапленники пироксена вполне идиоморфны, т. е. совершенно не подверглись ресорпции. Это свидетельствует об их более поздней кристаллизации. Вкрапленники плагиоклазов обнаружи-

вают значительные колебания состава, что опять подтверждает кристаллизацию толчками, вероятно, в связи с изменениями температуры и давления. Таким образом, все минералы вкрапленников свидетельствуют о влиянии на магму изменчивых факторов t и давления в первые периоды ее кристаллизации; это находится, вероятно, в связи с механизмом опускания тех глыб земной коры, которые послужили причиной поднятия базальтовой магмы. Это опускание шло, повидимому, неравномерно, и периоды быстрого движения чередовались с периодами некоторого перерыва в движении.

Характерной чертой наших базальтов является различие состава всех минералов вкрапленников от соответствующих микролитов. Так, оливин вкрапленников имеет оптический знак +, а оливин второго поколения —. Пироксен вкрапленников относится к диопсиду, а пироксен основной массы, видимо, к какой-то другой разновидности, вероятно, к авгитам, судя по другому углу $n_g:C$. Наконец, состав плагиоклазов вкрапленников и микролитов также различен: вторые кислее первых. Следовательно, состав магмы изменился в значительной степени после выпадения минералов первого поколения.

На быстрое движение магмы указывает флюидалный характер расположения микролитов плагиоклаза, как бы трахитоидная структура.

Со сказанным следует сопоставить скелетный характер кристаллов магнетита. Этот минерал явился, вероятно, первым продуктом кристаллизации магмы, и начало ее движения застало его, повидимому, в момент еще неполной кристаллизации. Эффузия началась, следовательно, очень рано, в период между выпадением магнетита и оливина. Кристаллизация последнего происходила уже при движении магмы, судя по вытянутой форме его вкрапленников.

Присутствие стекла указывает, что застывание базальтов на поверхности происходило весьма быстро, что и помешало полной их кристаллизации.

По своему химическому составу эти породы суть не нормальные оливиновые базальты, а тефрито-базальты (частично).

Вторая категория—пористые базальты—отличается от первой несколькими существенными признаками. Оливин вкрапленников имеет оптический знак —, в противоположность вкрапленникам предыдущей. Кроме того, его кристаллы окружены красной каймой. Оливин основной массы почти целиком превращен в этот красный минерал. Повидимому, произошло перерождение оливина в какой-то богатый железом силикат, быть может, идингсит, в результате воздействия магмы, богатой железом, на уже выделившиеся кристаллы. Этот процесс едва ли был пнейматолитическим, ибо никаких следов влияния пнейматоллиза, например, образования гидросиликатов, в породе не имеется. Перерождение оливина было, вероятно, чисто магматическим.

В описательной части мы уже отмечали идиоморфизм кристаллов плагиоклаза, вдающихся в пустоты своими идиоморфными контурами. Состав их и здесь соответствует лабрадору и битовшиту.

Следует отметить, что микролиты имеют здесь тот же состав, что и вкрапленники, в противоположность предыдущим базальтам, у которых микролиты кислее вкрапленников. Это указывает, вероятно, на непрерывность их кристаллизации. Стекло имеется в этих породах не всегда. В одном случае пористый базальт не содержал оливина.

Присутствие пор указывает на уход агентов минерализаторов, не успешных повлиять на перерождение минералов породы. Кристаллизация крупных идиоморфных призм полевого шпата, в связи с отсутствием флюидалности в их расположении, свидетельствует о спокойном процессе кристаллизации, не нарушенном быстрым движением магмы. Об этом же говорит часто полное отсутствие стекла.

Сказанное о базальтовых породах Арзни позволяет сделать вывод, что изливание этой основной магмы происходило здесь при различных условиях. Некоторые части ее вылились, как выше указано, при быстром движении, под влиянием быстрого и интенсивного опускания участков земной коры, другие, видимо, вытекали спокойно, когда главные подвижки уже окончились. К сожалению, недостаточность исследования в поле не позволяет установить, какие именно части покрова базальтов вылились при тех или иных условиях.

Другая вулканическая порода района—пепел, переслаивающийся местами с базальтами, принадлежит андезитовой магме. На это указывает и характер отдельных минералов, и состав кусков лавы. Извержение пепла происходило, несомненно, весьма бурно: часть стекла принадлежит пемзе, что указывает на изобилие агентов-минерализаторов. Судя по меньшему количеству в нем хлоритового минерала, это стекло кислее обычного бурого стекла. Некоторые мелкозернистые слои пепла исключительно богаты стеклом, что свидетельствует о быстром застывании этой андезитовой магмы. Более кислый характер, по сравнению с базальтами, подтверждается более кислым плагиоклазом. Судя по наличию бурой роговой обманки, магма, давшая начало этим пеплам, принадлежит к категории роговообманковых андезитов. Мы видели в предыдущей статье, что роговообманковые андезиты встречены в изобилии в районе Тетжербада. Невольно возникает вопрос, где находились соответствующие очаги извержений? Судя по последнему случаю, одним из таких очагов могли бы явиться вулканы Агманганского плоскогорья.

Из переслаивания андезитовых пеплов с базальтами можно сделать заключение, что между изливаниями базальтовых лав (по трещинам) происходили извержения каких-то андезитовых вулканов.

Интересной деталью в распространении пеплов Арзни являются те туфоиды, которые встречены на левом склоне ущелья выше с. Джаткран. Верхний их слой представляет собой еще настоящий вулканический пепел с теми же минералами, которые описаны выше, отличаясь лишь очень кислыми плагиоклазами. Следующие два слоя суть туфоиды, состоящие из кусочков пепла, вокруг которых образовались оолиты железа и карбоната кальция. Отсутствие данных о пространственном развитии этих туфоидов не позволяет установить, отложились они в каком-нибудь водоеме или являются отложением горячих источников. Автору представляется более вероятным второе предположение. В пользу него говорит и то передвижение кремнекислоты, о котором упоминалось при их описании. Разные наши образцы представляют собою, по существу, лишь различные степени смешения вулканического пепла с продуктами отложения железистых и углекислых источников.

Высказанное предположение тем более вероятно, что в районе Арзни имеются и настоящие отложения горячих ключей в виде травертино. Они содержат арагонит, кальцит и рудное вещество. Последнее, быть может, отчасти, связано с жизнедеятельностью организмов.

IV. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОЧЕРК И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Район Арзни посещался уже многими геологами. Его лавы подвергались исследованию с разных точек зрения. Работы Аби́ха являются одними из наиболее старых.

На его карте, непосредственно у Арзни, показаны наносные отложения из элементов древних и молодых изверженных пород и травертино. Это, повидимому, касается лишь самых поверхностных слоев, под которыми и залегают базальты. Последние показаны Аби́хом на правом берегу р. Занги у Еревана, далее, вверх по течению в районе Ахты и отсюда до самого оз. Гокча. В промежутке между Ахты и Ереваном автор обозначил их местами узкой полоской в самом ущелье Занги.

Базальты Армении описывались неоднократно различными авторами. Сжатую сводку дает Данненберг в своей работе «Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer» (Т. М. Р. М. Bd. 23, 1904), разделяя их на две группы по составу и структуре. Данненберг указывает, что базальты образуют обширные потоки и покровы, вертикальная мощность которых, однако, меньше, чем мощность андезитов. Он считает их массовыми излияниями из трещин.

Более древняя группа представляет собой собственно базальтовидные авгитовые андезиты, как, например, породы из нижней части ущелья Арпачая. Они, видимо, не содержат оливина, сильно пористы, бедны вкрапленниками плагиоклаза и авгита. Основная масса их состоит из коротких пластинок плагиоклаза ($Ab_1 An_1$ до $Ab_3 An_4$) и зернышек авгита. Структура иногда интерстальная.

Более молодые базальты (базальты в собственном смысле слова) являются породами сплошь кристаллическими, имеют интерсертальную структуру и в изобилии содержат оливин. Из районов, ближайших к Арзни, Данненберг описывает базальты западного берега оз. Гокча.

Довольно подробное описание базальтов района Арзни дает академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в своей статье «Андезитобазальтовая формация центральной части Армении» (см. «Бассейн озера Севан», изд. Закавказской комиссии Академии Наук). Автор отмечает в лавах района Занги хорошо выраженную столбчатую отдельность и относит их к типу андезитобазальтов, а в районе Ново-Баязета—частично к типу тефритобазальтов. Микролиты в лавах района Ордаклю—Ново-Баязет принадлежат андезину, а микролиты базальтов Арзни и Еревана (у гидроэлектрической станции)—лаборатории. Автор считает рациональным разграничение андезитов и базальтов по составу полевошпатовых микролитов. Авгит образует обыкновенно зерна или микролиты. Изредка встречается оливин в виде сравнительно крупных вкрапленников.

Обрыв у Занги сложен, повидимому, из трех последовательных излияний, причем каждое, по характеру отдельности и отчасти по микроструктуре, распадается на несколько разновидностей. Верхний слой у Арзни автор относит к тефритобазальтам, сближая его с Ново-Баязетским.

В анализах андезито- и тефритобазальтов различных местностей (Ордаклю на оз. Гокча, г. Джан-тапа, Арзни и Ново-Баязет) поражает близость в содержании отдельных окислов. Сильней всего колеблется SiO_2 , от 50.55 до 58.68%; содержание остальных окислов позволяет отнести все проанализированные породы к одной группе (количество железа близко при сравнении сумм $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$).

В заключительной главе автор делает выводы о характере вулканических извержений в рассматриваемом районе. Он утверждает, что все они происходили на суше и что нигде нет признаков излияния наземной лавы в водный бассейн. Там, где они прорезаны речными потоками, видно, что они сложены из нескольких последовательных излияний. Так, например, в обрыве Занги у Арзни общая мощность достигает приблизительно 70 м, из которых 25—30 приходится на долю среднего, хорошо выраженного, потока. Автор предполагает существование многочисленных подводных каналов неглубокого очага. Рассмотренные вулканические образования Ф. Ю. Левинсон-Лессинг относит к самым молодым, послетретичным.

Базальтов Армении касается еще статья А. С. Гинзберга и Н. М. Карандашева «О применении Калагеранского базальта для литья» (Тр. Петрографического института Академии Наук, в. I, 1931).

Обычной разностью здесь является светлая порода, относящаяся по химическому составу к андезитобазальтам; цветные минералы представлены многочисленными, очень мелкими зернами, причем содержание оливина меньше, чем в черной разности. В последней призмы плагиоклаза имеют

тенденцию к флюидальному расположению и относятся к лабрадору. Авгит образует неправильные зерна среди плагиоклазов, которые нередко в него врастают. Оливин развит в виде округленных зерен, а отчасти в виде крупных вкрапленников, подвергшихся ресорпции. В пустотах—значительное количество цеолитов. Этот темный базальт встречается сравнительно редко, изолированными гнездами. Анализы показывают почти полное тождество обеих пород. Повидимому, мы имеем здесь случай слабой дифференциации магмы базальта.

Близкие к Калагеранским базальты описывают Б. В. Залесский и В. П. Петров в статье «Арктикское месторождение туфовых лав» (Тр. Петрографического института Академии Наук, в. I, 1931). Здесь андезитобазальтовый поток содержит желтое стекло, обильный магнетит, порфиновые вкрапленники плагиоклаза (№ 55—45), сильно sdвойникового и зонального, и оливина.

Цитированные статьи дают полную петрографическую характеристику базальтовых пород Армении и, в частности, района Арзни, близкую к нашей. Провинциальная их сущность—их связь с другими неовулканическими породами, закономерность появления во времени и в пространстве, зависимость от тектонических явлений—получила хорошее дополнительное освещение в работах геологов, исследовавших район оз. Гокча (см. «Бассейн озера Севан», изд. Закавказской комиссии Академии Наук, тт. I и II, 1930). Эти работы цитируются в нескольких статьях настоящего сборника. Во избежание повторений, даем лишь краткое извлечение из нескольких наших статей.

В статье о Т е т ж е р а б а д е мы приходим к заключению, что сначала излились более кислые, более поверхностные, но все же слабо расщепленные части магматического бассейна—слюдяно-роговообманковые андезиты, а затем, при молодых интенсивных дизъюнктивных дислокациях, пришла в движение и базальтовая постель. К ней, в частности, относятся и базальты Арзни. В Арзни также встречены туфы слюдяно-роговообманковых андезитов, обильные на Ахмангане и на южном берегу оз. Гокчи. Извержение их, однако, быть может, отчасти перемежалось с излиянием базальтов. Андезитобазальты Ахмангана, по существу, близки к нашим базальтам Арзни, отличаясь от них содержанием амфиболов.

В Памбакском хребте (см. нашу статью об Амамлы) габбровая магма интрузировала в складки меловых известняков и излилась по трещинам на поверхность в виде разнообразных структурных типов, близких по химическому составу. Эти процессы происходили в третичном периоде. Далее эта магма сызнова была выжата в пост-дрейссенсиевое время в виде обширных базальтовых потоков в районе р. Занги.

В статье «О некоторых общих чертах петрографии Армении» мы отмечаем, что причиной излияния базальтовой магмы были глубокие дислокации; она излилась лишь тогда, когда расщепленные части бассейна были исчерпаны.

Провинциальное значение базальтов Арзни заключается именно в том, что они явились продуктами излияния этой базальтовой (габбровой) магмы (постели), после долгого периода излияния магм, родственных ей, но несколько расщепленных. (Значительная щелочность верхнего слоя базальтов Арзни является, вероятно, следствием чисто местного расщепления).

LES BASALTES ET LES TUFES DE LA VALLÉE DE LA ZANGA PRÈS D'ARZNI

Résumé

Les basaltes de l'Arménie ont été déjà plusieurs fois l'objet d'études géologiques. Abich les a signalé sur un vaste espace entre la ville Erewan et le lac Goktcha. Dannenberg a donné une description pétrographique de deux types de ces roches: il considère les unes comme des roches basaltiques franches, les autres—comme des andésites basaltoïdes. Les premières sont riches en olivine et d'âge plus récent, les dernières n'en contiennent pas et sont plus anciennes.

Enfin Mr le Membre de l'Académie Löwinson-Lessing a donné une description détaillée des basaltes de l'Arménie centrale, qu'il considère comme des basaltes andésitiques et quelquefois tephroïdes. Il introduit, comme principe de classification, la composition des microlithes de plagioclase. Les basaltes de la Zanga forment trois coulées, toujours avec une structure, prismatique, sauf leurs parties supérieures, où elle devient irrégulière. Leur microstructure est souvent intersertale, plus rarement doléritique et trachytoïde, quelquefois hyaline. Leur composition chimique est à peu près la même. Löwinson-Lessing les considère comme épanchés d'un bassin magmatique peu profond.

L'article présent donne une description des basaltes et des tufs de la vallée de la Zanga aux environs des eaux minérales d'Arzni. Ces roches contiennent des phénocristaux d'olivine de forme allongée: le mouvement du magma a commencé à une température très élevée, avant la cristallisation de ce minéral. L'olivine a subi une résorption partielle. Le pyroxène est, au contraire, tout à fait idiomorphe et a cristallisé plus tard. Les plagioclases ont une composition très variée, qui fait preuve de changements de température et de pression pendant la cristallisation du magma. Ces changements étaient probablement liés aux mouvements de l'écorce terrestre; les périodes de mouvements brusques alternaient avec des périodes de repos.

La composition chimique des phénocristaux diffère beaucoup de celle des microlithes. L'olivine de la première génération a le signe optique positif, celle des microlithes—négatif. Le pyroxène des phénos est représenté par la diopside, celui des microlithes,—par l'augite. Les microlithes de plagioclase sont plus acides que les phénos. La composition du magma a donc changé après la formation des minéraux de la première consolidation. La magnétite a cristallisé en formes squelettiques.

Les mouvements brusques du magma sont aussi prouvé par la structure fluidale, trachytoïde de ces roches.

Une autre variété de basalte est caractérisée par la transformation magmatique des cristaux d'olivine sur leur périphérie en un minéral rouge, probablement l'iddingsite. Les phénos et les microlithes de plagioclase ont la même composition; ils ont probablement cristallisé sans interruption. Les phénos sont représenté par de gros prismes idiomorphes. Cette roche est très poreuse.

Les tufs volcaniques, intercalés entre les coulées de basalte, sont composé de plagioclase, de pyroxène, d'amphibole brune, de beaucoup de verre de différentes couleurs, transformé en partie en chlorite. Les plagioclases de ces roches sont plus acides, que ceux des basaltes. Ces tufs appartiennent donc au groupe des andésites.

Des variétés tuffoïdes des mêmes roches sont composées des mêmes éléments associés à des oolithes de carbonate de chaux et de fer. Leur formation est probablement due à des sources thermales.

Des travertins de formation récente se trouvent aux environs d'Arzni. Ils sont composé d'aragonite et de calcite avec un peu de minéral de fer.

L'auteur considère les basaltes de la Zanga comme des produits d'épanchement du substratum magmatique (d'après la théorie de Daly). Ils furent amené au jour après que les produits de leur différenciation primaire (les andésites à amphibole et à mica) furent épuisé au courant d'éruptions volcaniques antérieures.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ С. МУГНИ

I. РАЗРЕЗ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Это месторождение было осмотрено по поручению Горного отдела СНХ Армении в январе 1929 г., причем целью посещения было лишь взятие образцов, а не геологическое исследование.

Глубокое ущелье Абаран-чая у с. Мугни в своем правом склоне состоит из следующих пород, начиная сверху (см. фиг. 1):

Почва и разрушенный слой	до 2.00 м
Черная пузыристая лава (обр. № 49)	от 3.00 до 16.00 м
Разрушенный слой красной пузыристой лавы (обр. № 50)	до 0.75 м
Красная лава или туф (обр. № 48) (переходит в почти черную—обр. № 56)	до 0.75 м
Оранжевый туф, местами почти выклинивающийся (обр. № 51)	до 2.00
Рыхлая обломочная порода (обр. № 52)	от 0.65 до 1.30 м
Прослой темной сланцеватой лавы (обр. № 53)	от 0.02 до 0.10 м
Конгломерат из обломков черной пузыристой лавы (обр. № 54)	1.50 м
Розовый туф с гальками (обр. № 55)	1.00 м

После перерыва, по вертикали до 15 м, закрытого глыбами черной лавы, свалившимися, видимо, сверху, встречены огромные глыбы розового туфа, быть может, оползшие, высотой в несколько метров (обр. № 57). Их связь с упомянутым выше розовым туфом (№ 55) не ясна. Они продолжают и далее на запад (обр. № 58) и, видимо, находятся в первичном залегании. Судя по устным сообщениям, их и были склоны считать за трассы.

Ниже по склону ущелья залегают темные пузыристые лавы (обр. № 59), неопределенной, достигающей многих метров мощности (обр. № 60, 61 и 67). Видимо, они продолжают без перерыва вниз по склону не менее, чем на 40 м.

Под ними залегают толща серых туфов типа Тетжерабата (обр. № 62, 63, 64 и 65), мощностью до 16 м.

Таким образом, весь разрез достигает, примерно, 100 м (из указанных выше серых туфов обр. № 62 и 63 взяты на правом берегу, № 64 и 65—на левом).

Между серыми туфами и черною лавою имеется тонкий прослой (обр. № 66) до 0.20 м.

Вниз по течению Абаран-чая, против с. Аштарак, нижние темные лавы приобретают плитчатую отдельность (обр. № 68 и 69).

(От внешнего вида многих пород Мугни остается впечатление, что они составляют как бы конечные части быстро застывших лавовых потоков).

Дорога от с. Аштарак до Эчмиадзина идет сначала ущельем р. Абаран-чай, а потом лавовыми полями.

Все породы описанного разреза были изучены под микроскопом, а некоторые подвергнуты химическому анализу. Ниже приводятся результаты этого исследования, в порядке слоев.

Микролитовый пироксеновый андезит (обр. № 49)

Эта порода с пузыристым строением содержит поры диаметром до 2—3 мм и представляет собой агрегат мельчайших зерен пироксена, преобладающих тонких призматических кристалликов плагиоклаза и мельчайших, также очень обильных, зернышек магнетита, на общем фоне серовато-зеленоватого стекла.

Кристаллики плагиоклаза образуют густой войлок из удлиненных, слабо сдвойникованных неделимых: отыскание ориентированных разрезов чрезвычайно затруднено неясностью контуров и завуалированностью стеклом.

На разрезах симметрической зоны \perp (010), погасание до 26° ($Ab_{53}An_{47}$).

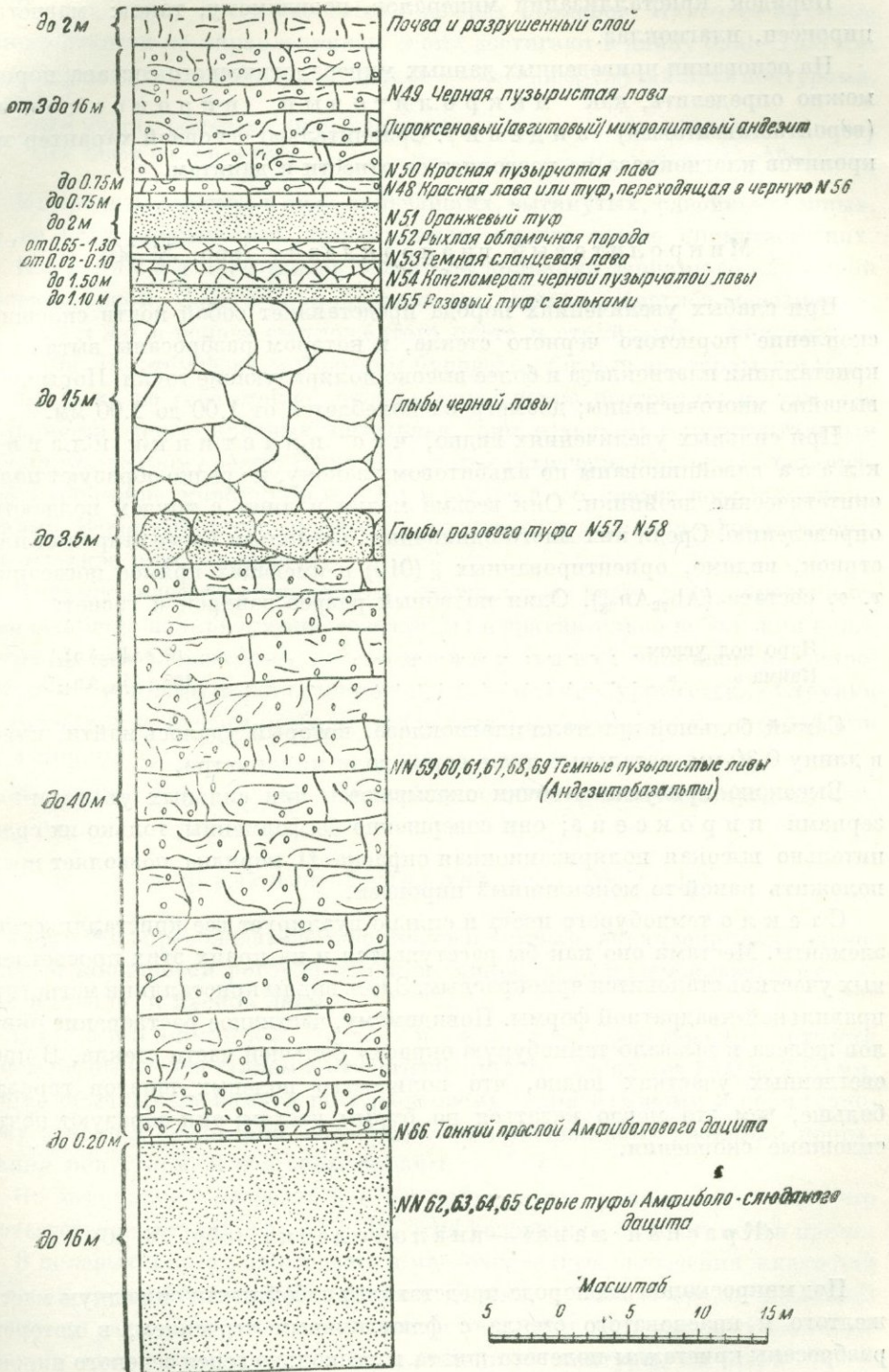
На разрезах \parallel (010) 15° ($Ab_{52}An_{48}$).

Зерна пироксена обычно совершенно бесформенны, но встречаются удлиненные, более или менее идиоморфные призмочки и почти квадратные разрезы, перпендикулярные оси зоны призмы. Они плотно облеплены кристалликами магнетита, которые образуют нечто в роде венца. Кроме этих мельчайших зерен, в породе разбросаны группы более крупных кристаллов, диаметром до 0.1—0.2 мм. Для полного диагноза не хватает данных; удалось определить только знак +, положение плоскости оптических осей \parallel спайности по (010) и

$$n_g - n_m = 0.015 \text{ (компенсатор Berek).}$$

Магнетит представлен огромным числом зерен, по количеству близким к пироксену. Они то идиоморфны—кубической и октаэдрической формы,—то бесформенны и образуют полосы и ряды, окружающие, как выше указано, кристаллики пироксена. Они могут быть в этих случаях приняты за скелетные формы.

Светлозеленоватого цвета стекло заполняет промежутки между остальными элементами, отчасти вуалируя их. Его светлая окраска обусловлена, вероятно, тем, что все количество окислов железа выделилось из магмы в форме магнетита.



Фиг. 1. Разрез каньона р. Абаран-чай у с. Мугни

Порядок кристаллизации минералов, повидимому, таков: магнетит, пироксен, плагиоклаз.

На основании приведенных данных минералогического состава породы можно определить, как микролитовый, пироксеновый (вероятно авгитовый) андезит. Сравнительно основной характер микролитов плагиоклаза не позволяет ее отнести к дацитам.

Микролитовый гиалоандезит (обр. № 50)

При слабых увеличениях порода представляет собой почти сплошное скопление пористого черного стекла, в котором разбросаны вытянутые кристаллики плагиоклаза и более высоко поляризующие точки. Поры чрезвычайно многочисленны; диаметр их колеблется от 1.00 до 2.00 мм.

При сильных увеличениях видно, что пластинки плагиоклаза сдвойничены по альбитовому закону, но редко образуют полисинтетические двойники. Они весьма мелки и лишь с трудом поддаются определению. Среди них много одиночных, несколько более широких пластинок, видимо, ориентированных $\parallel (010)$ и имеющих прямое погасание, т. е. состава $(Ab_{72}An_{28})$. Один подобный разрез зонарен и гаснет:

Ядро под углом	0° ($Ab_{72}An_{28}$)
Кайма »	10° ($Ab_{58}An_{42}$).

Самый большой кристалл плагиоклаза, который удалось найти, имеет в длину 0.30 мм, остальные лишь сотые доли миллиметра.

Высокополяризующие точки оказываются при сильных увеличениях зернами пироксена; они совершенно бесформенны, только их сравнительно высокая поляризационная окраска II порядка позволяет предположить какой-то моноклинный пироксен.

Стекло темнубурого цвета и сильно вуалирует все кристаллические элементы. Местами оно как бы расступается и на краях этих просветленных участков становится яркокрасным. Здесь видны кристаллики магнетита правильной квадратной формы. Повидимому, частичное растворение окислов железа и вызвало темнубурюю окраску большей части стекла. В просветленных участках видно, что количество полевых шпатов гораздо больше, чем это могло казаться по бурым частям; они образуют почти сплошные скопления.

«Красная лава» — гиалоандезит (обр. № 56)

Под микроскопом эта порода представляет собой почти сплошную массу желтого и красноватого стекла с флюидальным строением, в котором разбросаны кристаллы полевого шпата и несколько зерен зеленого пироксена.

Полевые шпаты бывают разных размеров. Наиболее крупные можно отнести ко вкрапленникам и они достигают в длину 0.30—1.00 мм. Некоторые из них идиоморфны, другие—обломки со случайными контурами.

На многих разрезах $\parallel (010)$ погасание 0° ($\text{Ab}_{72}\text{An}_{28}$)
 На одном подобном же $3\frac{1}{2}^\circ$ ($\text{Ab}_{66}\text{An}_{34}$)

Микролиты развиты в виде мельчайших, вытянутых, сдвойникованных, но не полисинтетических кристалликов, иногда также прямогаснущих.

Пироксен представлен только несколькими зернами со случайной ориентировкой. Собственная окраска их зеленая. Диагноз невозможен.

Стекло в основе светложелтого цвета и струйчатого, жилковатого строения. На этом фоне разбросаны буроватые пятнышки, зернышки и полоски. Само по себе стекло, видимо, совершенно изотропно, но там, где появляется много красных пятнышек, оно становится чувствительным к поляризованному свету. В одной пустотке встречены обильные идиоморфные кубические кристаллики магнетита со слегка покрасневшими краями. Вероятно, и здесь произошло частичное и неравномерное растворение в стекле окислов железа.

В стекле рассеяны микролиты плагиоклаза, часто завуалированные, и мельчайшие поляризующие точки, но в сравнительно небольшом количестве. В нем же рассеяны обломочки лавы, состоящие из микролитов плагиоклаза, кристалликов магнетита и темнобурого стекла. Струйки желтого стекла как бы огибают эти включения, захваченные породой при ее излиянии.

Мы видим, что, в общем, эта порода по составу близка к предыдущей.

Красная туфолова (обр. № 56 bis)

Состоит из преобладающего коричневого стекла, вкрапленников плагиоклаза и коричневой роговой обманки, микролитов плагиоклаза, рассеянных в стекле, и кусков лавы.

Вкрапленники плагиоклаза представлены отчасти идиоморфными кристаллами, отчасти обломками, длиной от 1.00 до 2.00 мм. Кроме обычных двойников по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам, среди них встречаются и оригинальные двойники прорастания под углом к оси зоны призмы.

На нескольких разрезах $\parallel (010)$ наблюдается прямое погасание, что соответствует составу $\text{Ab}_{72}\text{An}_{28}$. На этих разрезах n_g выходит почти прямо.

В полевых шпатах наблюдаются многочисленные включения жидкостей с ясной светлофиолетовой окраской. В них, в свою очередь, включены пузырьки газа. Создается как бы ячеистость этих включений. Некоторые разрезы имеют неровные, точно оплавленные контуры, но втеки стекла в них не велики.

Вкрапленники коричневой роговой обманки малочисленны. Они слегка вытянуты параллельно оси зоны призмы. Диагноз, к сожалению, не может быть сделан с достаточной полнотой.

Оптический знак —, сильная дисперсия $\rho < \nu$.

$n_g - n_p = 0.038$ (компенсатор Berek)

Плеохроизм: по n_g — коричневый

n_p — желто-сероватый

$n_g : C = 21\frac{1}{2}^\circ$

Эта роговая обманка может быть отнесена к категории базальтических.

Микролиты плагиоклаза сильно вуалируются стеклом. Они развиты в виде удлиненных и сдвойникованных по альбитовому закону пластинок и в виде идиоморфных $\parallel (010)$. На последних иногда определяется прямое погасание ($Ab_{72}An_{28}$).

Стекло густокоричневое, с пятнистым и полосчатым строением и обладает некоторой чувствительностью к поляризованному свету. По бурому фону разбросаны многочисленные красные пятнышки. Некоторые участки обнаруживают ясную струйчатость и флюидальность, что указывает на процессы течения в расплавленном виде. Кроме заведомых микролитов, в стекле рассеяны мельчайшие поляризующие точки, принадлежащие, быть может, также полевым шпатам.

Куски лавы состоят из мелких вкрапленников и микролитов полевого шпата, обильного красно-бурого стекла, бесформенных зерен моноклинного пироксена и кубических кристалликов магнетита. Стекло зажато между вытянутыми призмами полевого шпата. Интерсертальная структура и обилие пироксена позволяют считать эту породу за базальт без оливина или андезитобазальт.

Оранжевый туф (вулканический пепел; обр. № 51)

Эта порода состоит из преобладающей основной массы стекла различного строения, из отдельных кристаллов плагиоклаза, амфибола и пироксена и из кусков нескольких лав.

Оранжевое стекло состоит из мелких кусочков и содержит много кристаллических элементов — полевые шпаты и красно-коричневую роговую обманку. Полевые шпаты развиты в виде мелких призматических кристалликов, завуалированных стеклом. Эти кристаллические элементы придают основной массе пятнистый характер. Пятна собственно стекла совершенно неправильной формы и изотропны; в проходящем свете намечается легкая красная окраска. Стекло состоит из прерывистых полосок и остrokонечных лапильобразных кусочков, придающих породе обломочный вид, из участков с ясно выраженной полосчатой, флюидальной структурой, величиной до 2 мм, и участков с зернистой структурой, гуще окрашенных и резко выделяющихся на остальном фоне. Последние довольно резко оконтурены и, вероятно, попали в стекло извне.

Иногда встречаются сферолиты с радиально лучистым расположением неделимых, поляризующих до желтой окраски I порядка и имеющих отрицательное удлинение. Возможно, что они принадлежат тридимиту, но данных для точного определения нехватает.

В одном углу шлифа имеется участок с ячеистым строением, состоящий из извилистых полосок того же оранжевого стекла, среди изгибов которого и расположены пустотки.

Много пузырьков жидкости, которые сжимаются до размеров узких линзочек в струйках стекла.

Вкрапленники плагиоклаза представлены осколками и идиоморфными кристаллами. На разрезах симметрической зоны \perp (010) определены углы погасания до 15° ($Ab_{68}An_{32}$).

Красно-коричневый амфибол представлен всего одним разрезом с косой ориентировкой и с тонами плеохроизма от красно-коричневых до зелено-бурых.

Пироксен встречен также в виде одного разреза, на котором $n_g:C=43\frac{1}{2}^\circ$. Собственная окраска его отчетливо светлозеленая. Повидимому, это авгит. Осколок случайной остроугольной формы.

Обломки лавы, разбросанные в массе стекла, относятся к различным типам.

Один осколок представляет собой сильно пористую массу красно-бурого стекла, в которую вкраплены кристаллики плагиоклаза и пироксена. Первый представлен идиоморфными вкраплениями и мельчайшими игольчатыми микролитами с раздвоенными концами, а второй—мелкими закругленными зернами. У пироксена знак $+$ и n_g-n_m = приблизительно 0.018.

Другой осколок состоит из сплошного скопления вытянутых призмочек плагиоклаза, подвергшихся сильной серицитизации, промежутки между которыми заполнены красно-бурым стеклом и красной окисью железа. Призмочки плагиоклаза идиоморфны, но неопределимы, в виду сильной серицитизации. Уцелело и несколько идиоморфных кубических кристалликов магнетита, покрасневших вследствие превращения в красный железняк.

Третий осколок состоит из небольших идиоморфных вкрапленников плагиоклаза и коричневой роговой обманки, микролитов плагиоклаза и бурого стекла.

На разрезах симметрической зоны \perp (010) погасание плагиоклаза до 14° ($Ab_{70}An_{30}$).

Микролиты плагиоклаза по своим размерам связаны с вкрапленниками переходами. Вкрапленники коричневого амфибола подверглись сильной хлоритизации и, вследствие этого, неопределимы.

За счет красно-бурого стекла образовались скопления красноватых рудных зернышек и хлоритовый минерал в виде игольчатых пластинок, с плеохроизмом в бурых тонах, с прямым погасанием, положительным

удлинением и $n_g - n_p =$ приблизительно 0.014—0.015. Этот минерал неоднократно описан выше.

Четвертый кусок лавы состоит из густой сеточки микролитов плагиоклаза, пропитывающего ее красноватого стекла, вкрапленников пироксена и множества мелких черных и красных кристалликов руды.

Приведенное описание позволяет определить всю нашу породу, как аггломератный туф, состоящий из обломков различных лав андезитового типа и вулканического стекла. Большую роль играет роговообманковый андезит.

Прослой туфового песчаника (обр. № 53)

Эта оригинальная порода состоит из осколков плагиоклаза и коричневой роговой обманки, из кусков лавы и стекла и цементирующей все эти обломки массы бурого стекла, подвергшегося хлоритизации. По существу, это, следовательно, туф.

Вкрапленники плагиоклаза весьма мелки и большинство представляет собой обломки, но некоторые идиоморфны.

На разрезах $\parallel (010)$ погасание 0° ($Ab_{72}An_{28}$),
 На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ также 0° ($Ab_{80}An_{20}$)

Вкрапленники коричневой роговой обманки немногочисленны и иногда сильно оплавлены. Один из них настолько подвергся этому процессу, что образует дугообразной формы обрывок, в углубление которого проникает стекло.

Положение плоскости оптических осей* симметрично по отношению к призматической спайности; $2V$ весьма велик; знак —.

Плеохроизм: по n_g — зеленовато-коричневый
 по n_m — светлорозовый
 по n_p — серо-желтоватый

Зерна руды довольно обильны; некоторые имеют гексагональные контуры и стальносерый отблеск в отраженном свете, что заставляет задумываться над гематитом; возможно, однако, что это — искаженные формы октаэдров магнетита.

Куски лавы относятся почти исключительно к микролитовым андезитам, состоящим из микролитов плагиоклаза, большого количества мельчайших кристалликов магнетита и небольшого количества светлорозоватого стекла, слегка вуалирующего плагиоклазы. Последние развиты в виде пластинок $\parallel (010)$ и вытянутых разрезов, сдвойникованных по альбитовому закону, но не полисинтетических; они обычно состоят из двух-трех неделимых. Огромное большинство имеет прямое погасание на разрезах $\parallel (010)$ ($Ab_{72}An_{28}$). Встречаются и мелкие вкрапленники. Большинство кусков лавы весьма близко по составу; разница зависит лишь

от большего или меньшего количества стекла, которое иногда приобретает буроватые тона вместо зеленоватых.

Куски стекла обладают двояким строением: одни—ячеисты и представляют собою сетку с округлыми петлями, другие—полосчаты, и их ячейки вытянутой формы. При сильных увеличениях видно, что стекло бесцветно и что в нем включены обильные капельки жидкости с показателем преломления более высоким, чем у стекла; они принимают форму тех пустоток, в которых находятся, как бы причудливы они ни были. В стекле имеется множество поляризующих точек, принадлежащих, вероятно, полевым шпатам и пироксенам. Имеются участки и с настоящей флюидальной структурой.

Бурое хлоритизованное стекло, цементирующее все описанные выше обломки, плотно заполняет промежутки между ними и всегда обнаруживает радиально лучистое строение, выражающееся появлением «вечных крестов» даже на самых малых его участках. Однако, неделимые, составляющие эти сферолиты, настолько мелки, что различить их не удастся. Некоторые сферолиты имеют не только радиально лучистое, но и концентрически слоистое строение. Поляризационная окраска пластинок сферолитов всегда желтая I порядка, удлинение отрицательное. Возможно, что это тридимит. В некоторых сферолитах имеется неполяризующее ядро, принадлежащее, быть может, кристобалиту.

В описанном выше бесцветном стекле также имеются бурые полосы, по которым появляются сферолиты. Самая окраска вызвана, вероятно, неравномерным выделением окислов железа.

Лавовый конгломерат (микролитового авгитового андезита; обр. № 54)

Этот микролитовый андезит содержит множество пор, диаметром 0.1—1.50 мм и состоит из вкрапленников плагиоклаза и основной массы из микролитов его и пироксена, обильного магнетита и бурого стекла.

Вкрапленники плагиоклаза чрезвычайно мелки—от 0.20 до 0.50 мм в диаметре, и немногочисленны.

Для одного идиоморфного разреза $\parallel (010)$ определены погасания:

Для ядра и наружной зоны 15° ($Ab_{52}An_{48}$),
 » узкой средней зоны 30° ($Ab_{29}An_{71}$)

(последнее определение не вполне надежно).

Для подобного же разреза, но без зон погасания 10° ($Ab_{58}An_{42}$)

Микролиты плагиоклаза развиты в виде вытянутых, двойникованных, но редко полисинтетических кристалликов.

На разрезах симметрической зоны \perp (010) определены погасания до 25° (Ab₅₅An₄₅)

На разрезах \parallel (010):

- | | |
|--------------|---|
| 1) | 10° (Ab ₅₈ An ₄₂) |
| 2) | 0° (Ab ₇₂ An ₂₈) |

Микролиты пироксена серовато-фиолетового цвета и принадлежат, видимо, авгиту:

$$n_g : C = 40^\circ$$

$$n_g - n_p \geq 0.022$$

Руда представлена огромным количеством идиоморфных кубических и октаэдрических кристалликов магнетита и бесформенных, часто вытянутых полосок лимонита. Последние кажутся иногда псевдоморфозами по какому-то темному силикату, природу которого восстановить трудно.

Стекло бурого цвета, совершенно свежее, составляет фон, на котором густо разбросаны все остальные элементы.

Розовый туф с гальками (туф амфиболо-слюдяного андезита; обр. № 55)

Порода состоит из обломков плагиоклаза, пластинок биотита, кристалликов буро-зеленой роговой обманки и пироксена, кусков лавы и стекла разнообразной структуры.

Кристаллы плагиоклаза и их обломки совершенно свежи и даже почти не проникнуты стеклом. Они сдвойникованы по альбитовому и периклиновому законам и дают на ориентированных разрезах следующие углы погасания:

На разрезах \parallel (010):

- | | |
|---|---|
| 1) ядро | 15° (Ab ₅₂ An ₄₈) |
| средняя зона | 10° (Ab ₅₈ An ₄₂) |
| другая средняя зона | 22° (Ab ₄₂ An ₅₈) |
| периферия | 2° (Ab ₆₉ An ₃₁) |
| 2) | 4° (Ab ₆₆ An ₃₄) |
| 3) ядро | 6° (Ab ₆₃ An ₃₇) |
| средняя зона | 8° (Ab ₆₁ An ₃₉) |
| периферия | $2\frac{1}{2}^\circ$ (Ab ₆₈ An ₃₂) |
| На разрезах симметрической зоны \perp (010) | до 19° (Ab ₆₄ An ₃₆) |

Пластинки биотита рассеяны в массе стекла и включены в кусках лавы. Они принадлежат двум разновидностям, из которых одна имеет следующие свойства:

Плеохроизм: по n_g — густой красно-коричневый
по n_p — зелено-желтый

$$n_g - n_p = 0.051 \text{ (компенсатор Berck)}$$

n_p строго \perp спайности по (001).

Строгая одноосность. Вторая разность плеохроирует в желто-бурых тонах.

В пластинки биотита иногда включены кристаллики плагиоклаза, обычно не идиоморфные, и много мельчайших зерен руды.

Буро-зеленая роговая обманка встречается также в виде отдельных кристаллов и в виде составной части обломков лав. В них иногда имеются включения жидкостей. Ее кристаллы часто идиоморфны. Некоторые подверглись почти полному оруденению, сохранив, однако, идиоморфизм очертаний. В одном обломке лавы все они подверглись этому процессу. В некоторых кристаллах зелено-бурого амфибола имеются участки с плеохроизмом в красно-коричневых тонах. Повидимому, красно-коричневый амфибол был перерожден в зелено-бурый.

Большое число разрезов позволило определить многие свойства этого амфибола:

$$\left. \begin{array}{l} n_g: C-51\frac{1}{2}^\circ \\ n_g - n_p = 0.026 \\ n_m - n_p = 0.0213 \end{array} \right\} \text{(компенсатор Berek)}$$

$$n_g - n_m = \text{около } 0.005-6$$

Плеохроизм: по n_g —буро-зеленый
 по n_m —зелено-бурый
 по n_p —светложелтый

Плоскость оптических осей делит пополам тупой угол призматической спайности. Оптический знак —. Судя по совокупности свойств, этот амфибол находится на границе буро-зеленой и базальтической роговой обманки.

Пироксен представлен всего одним кристаллом.

Куски лавы довольно однородны и состоят из вкрапленников биотита, буро-зеленого амфибола и плагиоклаза и бурой основной массы, разлагающейся, при сильных увеличениях, на хлопчатую серо-бурую массу стекла и обильные, просвечивающие через нее микролиты полевых шпатов. Обломки принадлежат, следовательно, амфиболо-слюдяному андезиту. В одном случае во вкрапленниках оказался только полевой шпат, а в основной массе—полевые шпаты и красные комки руды. Повидимому, этот обломок принадлежит какой-то другой породе.

Стекло содержит пустоты округлой или эллипсоидальной формы, разделяемые узкими полосками с обильными пузырьками жидкостей. Оно изотропно, но в нем разбросано очень много поляризующих зернышек, принадлежащих, видимо, плагиоклазу и буро-зеленой роговой обманке. Капельки жидкости строго следуют полоскам стекла, принимая вытянутую форму в наиболее узких полосках, чем создается флюидальное строение; эти полоски нередко изгибаются и выются.

Приведенные данные позволяют отнести эту породу к туфам амфиболо-слюдяных андезитов.

Розовый андезитовый туф с середины склона (обр. № 58)

Эта порода состоит из большого количества обломков стекла с различной структурой, из кусков и кристаллов полевого шпата и обломков лавы.

Стекло трех родов: 1) с ячеистым, пузыристым строением, 2) с волокнистым, струйчатым и 3) с зернистым.

1. Ячеистое стекло состоит из бесцветной массы с большим количеством округлых и овальных пустоток и в отдельных участках переходит в струйчатое. Оно вполне изотропно, но содержит мелкие, слегка поляризующие кристаллиты и обильные пузырьки жидкости; последние вполне подчиняются форме струек стекла, которое, вероятно, было весьма вязким, что и не позволило газам выйти наружу и заставило их стесниться в жидкость. Описываемое стекло является по существу пемзой.

2. Струйчатое стекло окрашено в желтые тона и состоит из волокон, обнаруживающих ясную реакцию в поляризованном свете. Они гаснут прямо и имеют положительное удлинение, с трудом распознаваемое при помощи гипса компенсатора. Причиной этой зачаточной кристаллизации являются, быть может, те натяжения, которые возникли в массе стекла при его застывании во время движения. В этом стекле имеется много неопределимых кристаллических точек буроватого цвета, расположенных рядами параллельно слоистости.

3. Стекло зернистое составляет фон всей породы, а стекла ячеистое и волокнистое вкраплены в нем в виде отдельных участков более или менее округлой формы, окруженных каймой, и являются, вероятно, обломками, попавшими извне.

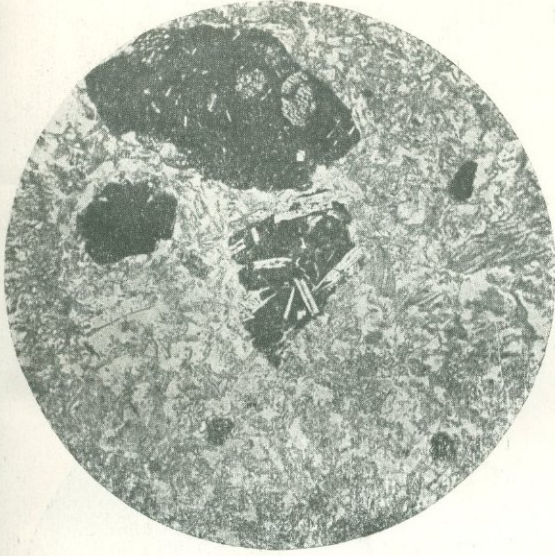
Зернистое стекло также изотропно, окрашено в легкие буроватые тона и содержит включения жидкости, пятна руды и микролиты плагиоклаза и пироксена. Отдельные его участки приобретают ячеистую структуру.

Куски лавы принадлежат к двум типам: 1) один характеризуется обилием бурого стекла и вытянутыми кристалликами плагиоклаза, 2) другой — многочисленными микролитами последнего.

1. Лава, богатая микролитами, состоит из мелких вкрапленников плагиоклаза с обильными альбитовыми и периклиновыми двойниками, длиной от 0.30 до 0.70 мм, иногда серицитизированными, и из основной массы, с преобладающими микролитами плагиоклаза, с небольшим количеством руды и, быть может, мелко раздробленного стекла. Встречено одно скопление сферолитов из радиально лучисто расположенных игл с отрицательным удлинением и поляризационными окрасками до белых I порядка. Возможно, что это тридимит. Вкрапленники плагиоклаза на разрезах $\parallel (010)$ имеют погасание . . . $3^\circ (Ab_{67}An_{33})$

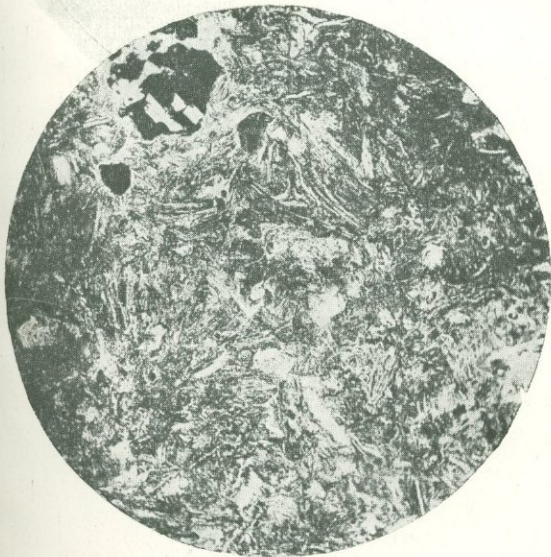
Микролиты сильно завуалированы стеклом и налегают друг на друга: они довольно часто гаснут прямо.

Стекло имеет вид бесформенных буроватых комочков. Руда представлена отчасти красным железняком.

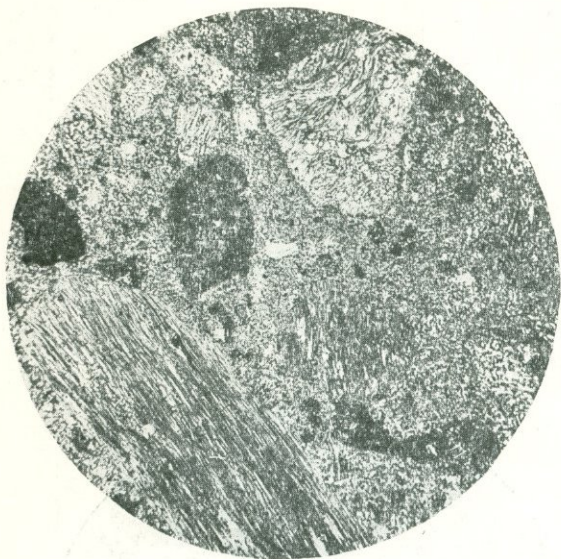


Фиг. 1. Оранжевый туф. Кусочки лавы и структура стекла.
(Обр. № 51, $\times 40$)

Фиг. 2. Туфовый песчаник. «Сетчатая структура» основной массы.
(Обр. № 53, $\times 40$)

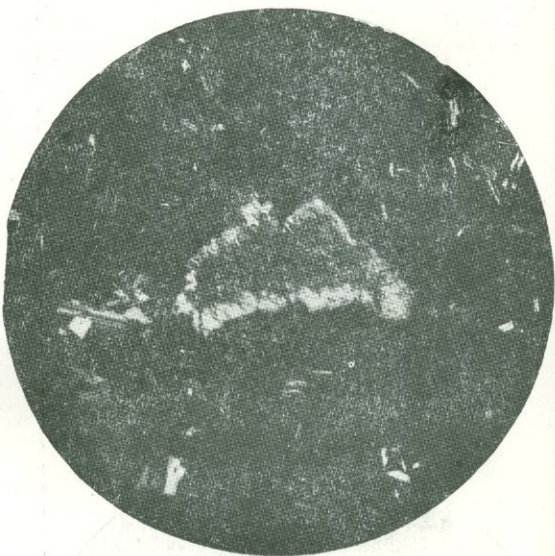


Фиг. 3. Красная туфолава. Куски лавы и структура основной массы.
(Обр. № 56, $\times 40$)

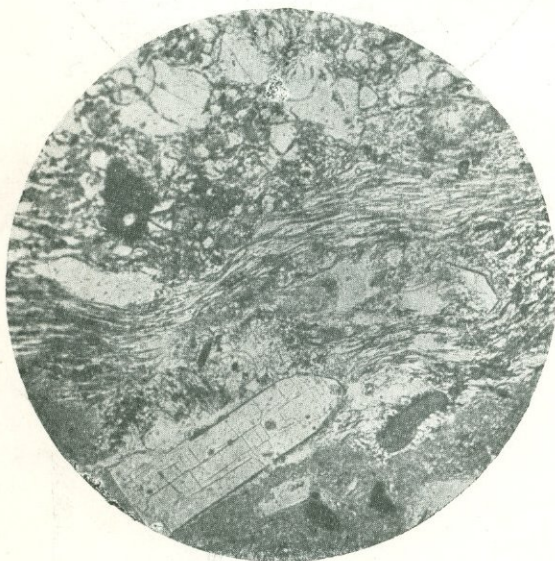


Фиг. 1. Розовый туф. Обломки лавы и стекла и структура основной массы.
(Обр. № 58×20)

Фиг. 2. Черная лава (андезито-базальт).
(Обр. № 60, ×20)



Фиг. 3. Серый туф. Структура основной массы (стекла) и вкрапленники.
(Обр. № 64)



Приведенный минералогический состав позволяет определить эту породу, как андезитодацит.

2. Лава с темным стеклом состоит из мелких вкрапленников плагиоклаза, микролитов его и пироксена и темнокоричневого стекла. Вкрапленники плагиоклаза имеют в длину от 0.30 до 0.80 мм, очень свежи и сдвойникованы по альбитовому и периклиновому законам.

Микролиты его малочисленны, также весьма свежи, сдвойникованы по альбитовому закону и вытянуты по ребру (001) (010) или (100) (010). Пироксен представлен лишь отдельными зернами. Стекло изотропное, густокоричневое, на краях—красное.

Отдельные кристаллы, разбросанные в нашем туфе, принадлежат плагиоклазу, пироксену и биотиту.

Кристаллы плагиоклаза сильно обломаны и оплавлены. На одном идиоморфном разрезе \parallel (010) погасание— 19° ($Ab_{46}An_{54}$); на нем весьма косо выходит n_g . Биотит представлен лишь одной пластинкой красно-коричневого цвета. Пироксен, судя по светлозеленой собственной окраске и сравнительно высоким поляризационным, принадлежит диопсиду.

Темная пузыристая лава (андезито-базальт; обр. № 59)

Поры этой породы имеют в диаметре от 1.00 до 6.00 мм. Она состоит из большого числа вкрапленников плагиоклаза, оливина и пироксена, из микролитов плагиоклаза и пироксена, большого количества руды и буровато-серого стекла.

Вкрапленники оливина принадлежат оптически отрицательной разности

$$n_g - n_m = \text{приблизительно } 0.012-13,$$

$$n_g - n_p = 0.030 \text{ (компенсатор Berek).}$$

Положение плоскости оптических осей параллельно спайности по (001), погасание во всех разрезах прямое.

Вкрапленники пироксена принадлежат, видимо, диопсиду. Оптический знак +, положение плоскости оптических осей \parallel (010). Собственная окраска светлозеленоватая.

$$n_g - n_m = 0.017 \text{ (компенсатор Berek)}$$

Вкрапленники плагиоклаза:

На разрезах \parallel (010) имеют следующие углы погасания:

- | | |
|---------------------------------------|--|
| 1) | 0° ($Ab_{72}An_{28}$) |
| 2) ядро | 21° ($Ab_{44}An_{56}$) |
| (весьма косо выходит n_g .) | |
| периферия | 18° ($Ab_{48}An_{52}$) |
| 3) ядро и средняя зона | $31\frac{1}{2}^\circ$ ($Ab_{66}An_{34}$) |
| кайма и другая средняя зона | $21\frac{1}{2}^\circ$ (в обратную сторону
($Ab_{75}An_{25}$)) |

Микролиты плагиоклаза представлены не полисинтетическими сдвойникованными пластинками.

На разрезах $\parallel (010)$ определены погасания:

1) ядро	21° ($Ab_{43}An_{57}$)
периферия	$11\frac{1}{2}^\circ$ ($Ab_{56}An_{44}$)
2)	26° ($Ab_{36}An_{64}$)

Микролиты пироксена представлены бесформенными, а иногда идиоморфными зернами авгита. Количество их весьма велико и лишь несколько уступает количеству плагиоклаза, что говорит в пользу весьма основного характера всей породы.

Магнетита очень много в виде идиоморфных, равномерно распределенных кристалликов.

Стекло имеет зеленовато-бурюю окраску и обычно совершенно изотропно. В отдельных участках оно подверглось расстеклованию с образованием хлоритового минерала с положительным удлинением, прямым погасанием, поляризационными окрасками до оранжевых I порядка и с желтовато-зеленоватой собственной окраской. Это, повидимому, клинохлор.

Судя по наличию во вкрапленниках оливина и по обилию пироксена в основной массе, породу следует отнести к андезито-базальтам.

Черная лава, залегающая ниже туфов (андезито-базальт; обр. № 60)

Эта порода очень близка к предыдущей, но все-таки описывается ниже, во избежание пропусков в общем разрезе ущелья Абаран-чая. Вкрапленники ее представлены крупными кристаллами плагиоклаза, оливина и пироксена, а основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и пироксена, кристалликов магнетита и зеленовато-буроватого стекла.

Вкрапленники оливина иногда имеют несколько идиоморфные очертания, но в большинстве случаев округлены оплавлением. Максимальная длина достигает 1.00 мм, большинство же зерен значительно мельче. Они принадлежат оптически отрицательной разности и совершенно бесцветны.

$$\begin{aligned} n_g - n_p &= \text{приблизительно } 0.035-37 \\ n_m - n_p &= \text{» } 0.023-0.025 \\ n_g - n_m &= \text{» } 0.012 \end{aligned}$$

Вкрапленники пироксена небольших размеров, — некоторые всего 0.1 мм в длину и не так многочисленны, как оливин; они имеют ясно зеленоватую окраску, некоторые разрезы идиоморфны.

$$\begin{aligned} n_g - n_m &= 0.018-20 \\ n_g - n_p &\text{ около } 0.025 \\ n_g : C &= 44^\circ \end{aligned}$$

Повидимому, они принадлежат авгиту.

Вкрапленники плагиоклаза богаты идиоморфными и зонарными разрезами и различными двойниками—по альбитовому, карлсбадскому, периклиновому законам и двойниками прорастания. Размеры их колеблются от 1.50 до десятых долей миллиметра, причем между вкрапленниками и микролитами имеются все переходы. Они обнаруживают тенденцию к скоплению по несколько кристаллов вместе. Число ориентированных разрезов довольно значительно.

На одном разрезе, слегка наклонном к оптической оси, угол между следом плоскости оптических осей и $(010) = 21^\circ$ при оптическом знаке— $(An_{100}Ab_0)$.

На разрезе \perp пр погасание * $33^\circ (Ab_{21}An_{79})$

На разрезах $\parallel (010)$ определены погасания:

- 1) наружная зона $4\frac{1}{2}^\circ (Ab_{65}An_{35})$
- вторая снаружи и ядро $20^\circ (Ab_{45}An_{55})$
- третья снаружи $30^\circ (Ab_{29}An_{71})$

В этом разрезе интересно отметить более кислый состав ядра, чем третьей зоны, что ставит вопрос о возможных явлениях сплавления.

- 2) наружная зона $31^\circ (Ab_{27}An_{73})$
- несколько тонких зон $35^\circ (Ab_{17}An_{83})$
- несколько промежуточных зон и ядро около $40^\circ (Ab_0An_{100})$
- 3) еще на одном разрезе $\parallel (010)$ погасание всего кристалла— $35^\circ (Ab_{17}An_{83})$

Определение углов погасания на разрезах $\parallel (010)$ затруднено множеством двойников по карлсбадскому и периклиновому законам.

Микролиты плагиоклаза обильны и обнаруживают в своем расположении явную флюиальность. Они сдвойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам, но редко образуют полисинтетические двойники.

На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ погасание до $21^\circ (Ab_{62}An_{38})$

На разрезах $\parallel (010)$:

- 1) $8^\circ (Ab_{61}An_{39})$
- 2) ядро $23^\circ (Ab_{40}An_{60})$
- средняя зона $11^\circ (Ab_{57}An_{43})$
- наружная $4^\circ (Ab_{68}An_{34})$
- 3) еще на одном разрезе $\parallel (010)$ общее погасание $0^\circ (Ab_{72}An_{28})$

Микролиты пироксена представлены в большинстве случаев бесформенными мелкими зернами, но некоторые слегка идиоморфны. Повидимому, между микролитами и вкрапленниками существуют и здесь все переходы (в смысле размеров) и кристаллизация шла, следовательно, непрерывно.

Очень обильный магнетит представлен идиоморфными, преимущественно кубическими, реже октаэдрическими кристалликами.

Стекло буровато-зеленоватого цвета; оно густо пропитывает всю основную массу и абсолютно изотропно, не обнаруживая никаких признаков расстеклования, что редко приходится отмечать в породах Армении.

Черная лава нижней части потока (андезито-базальт; обр. № 61)

Эта порода отличается от двух предыдущих почти полным отсутствием стекла. Она состоит из мелких вкрапленников и микролитов плагиоклаза и пироксена, из мелких вкрапленников оливина и обильного магнетита.

Вкрапленники оливина немногочисленны и часто сильно перерождены в оранжевый минерал. На слабеперерожденных кристаллах оливина удается установить оптический знак +.

$$\begin{aligned} n_g - n_m &= \text{приблизительно } 0.020 \\ n_m - n_p &= \text{» } 0.010 - 0.012 \end{aligned}$$

Оранжевая кайма вокруг ядер оливина строго следует идиоморфным контурам его кристаллов. Она слегка реагирует на поляризованный свет, но даже компенсатор гипс с трудом определяет в ней направления n'_g и n'_p . На некоторых зернах удалось установить, что:

- 1) n'_g параллельно n_m оливина
 n'_p » n_g »
- 2) n'_g параллельно n_p оливина
 n'_p » n_g »

Иногда этот минерал имеет слегка волокнистое строение, причем параллельно волокнам располагается n'_p , а перпендикулярно n'_g . Волокна гаснут совершенно прямо.

В некоторых случаях оливин нацело замещен этим минералом, но трещины спайности его еще сохранились. Судя по свежести ядер оливина в других случаях, следует думать, что перерождение его происходило в магматической фазе.

Вкрапленники пироксена обычно бесформенны и не превосходят 0.75 мм в диаметре. Оптический знак +.

$$\left. \begin{aligned} n_m - n_p &= 0.0092 \\ n_g - n_m &= 0.0174 \end{aligned} \right\} \text{(компенсатор Вегек).}$$

Собственная окраска светлозеленая. Повидимому, это авгит.

Вкрапленники полевых шпатов достигают в длину от 0.50 до 1.00 мм. Большинство сдвойничено по альбитовому закону, но редко наблюдаются двойники более, чем из 3—4 неделимых.

На разрезах || (010) определены погасания:

1)	25°	(Ab ₃₇ An ₆₃)
2) 1-я снаружи зона и ядро	5°	(Ab ₆₅ An ₃₅)
Средняя зона	20°	(Ab ₄₅ An ₅₅)
Кайма	7°	(Ab ₆₂ An ₃₈)

Микролиты плагиоклаза более идиоморфны, чем микролиты пироксена. Поражает обилие этих мельчайших идиоморфных зернышек.

На разрезах $\parallel (010)$ определены погасания:

1)	33° (Ab ₂₃ An ₇₇)
2)	20° (Ab ₄₅ An ₅₅)
3)	0° (Ab ₇₂ An ₂₈)
4)	13° (Ab ₅₄ An ₄₆)
5) Наружная кайма	22° (Ab ₄₂ An ₅₈)
Ядро	27 ¹ / ₂ ° (Ab ₃₃ An ₆₇)
На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$. . . до 32 ¹ / ₂ ° (Ab ₄₁ An ₅₉)	

Микролиты пироксена чрезвычайно многочисленны, бесформенны, буровато-зеленоватого цвета и поляризуют невысоко, что говорит в пользу авгита.

Обильный магнетит, равномерно усеивающий всю породу, развит в виде идиоморфных кубических и октаэдрических кристалликов.

Большое количество пироксена и магнетита в основной массе, а также оливин во вкрапленниках позволяет считать эту породу весьма основной, подтверждая правильность ее отнесения к андезито-базальтам.

Черная лава из нижнего слоя над серым туфом
(андезито-базальт; обр. № 67)

Эта горная порода базальтового типа состоит из преобладающих мелких вкрапленников и микролитов полевого шпата, в виде неполисинтетических двойников по альбитовому закону, из оливина и из обильных зерен пироксена и магнетита, при полном отсутствии стекла.

Вкрапленники полевых шпатов тесно связаны по размерам с микролитами, не превосходя в длину 0.20—0.30 мм. Некоторые имеют идиоморфные контуры:

На разрезах $\parallel (010)$ определены погасания.

1) на зонарном разрезе:			
наружная зона	40 ¹ / ₂ ° (Ab ₅₇ An ₄₃)		
средняя »	24° (Ab ₃₅ An ₆₅)		
ядро	34° (Ab ₂ An ₉₈)		
2) на разрезе без зон		19° (Ab ₄₆ An ₅₄)	
3) еще на одном зонарном:			
наружная зона	40° (Ab ₈₄ An ₁₆)	} в обратную сторону	
средняя »	9° (Ab ₅₅ An ₄₅)		
ядро	14° (Ab ₅₃ An ₄₇)		

Вкрапленники оливина скопились в некоторых участках шлифа группами по несколько кристаллов. Они не идиоморфны, имеют

слабо зеленоватую собственную окраску, неровную спайность, оптический знак —, $n_g - n_p$ около 0.035. По многим разрезам образовались почти полные псевдоморфозы красно-коричневого минерала, быть может, идингсита.

Вкрапленники пироксена также собраны в группы по несколько кристаллов, редко идиоморфных, с диаметром до 0.50 мм, но обычно значительно меньше. Судя по округленности и по скученности зерен, и оливин, и пироксен рано выкристаллизовались из магмы и подверглись значительному переносу и оплавлению.

Пироксен оптически положителен, имеет средней величины 2V, светло-зеленого цвета и принадлежит, видимо, авгиту.

$$\begin{aligned} n_g : C &= 40^\circ \\ n_g - n_p &= \text{около } 0.025 \\ n_m - n_p &= \text{около } 0.004 \end{aligned}$$

Микролиты плагиоклаза развиты в виде вытянутых призмочек и в виде табличек $\parallel (010)$, иногда идиоморфных.

На разрезах $\parallel (010)$ измерены погасания:

1) на зонарном разрезе:		
периферия	7°	(Ab ₆₂ An ₃₈)
ядро	17°	(Ab ₄₆ An ₅₄)
2) на разрезе без зон	33½°	(Ab ₂₁ An ₇₉)
3) и 4) на разрезах без зон	30°	(Ab ₂₉ An ₇₁)
На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$	до 38½°	(Ab ₃₂ An ₆₈)

Судя по большому идиоморфизму микролитов плагиоклаза, чем пироксена, они выделились раньше из магмы.

Микролиты пироксена в большинстве случаев совершенно неправильной формы, буровато-зеленоватого цвета и принадлежат, видимо, авгиту.

Магнетит в виде октаэдрических и кубических кристалликов чрезвычайно обилен в основной массе.

В одном участке шлифа видно ничтожное скопление чешуек хлоритового минерала, образовавшихся, быть может, за счет стекла. По всем данным и эту породу можно назвать андезитобазальтом.

Серый туф в основании левого склона ущелья
(обр. № 64)

Эта типичная порода состоит из отдельных кристаллов и обломков плагиоклаза, из пластинок биотита, кристаллов коричнево-зеленой роговой обманки, обломков кварца, кусков лавы и прозрачного стекла различного строения (зернистого, струйчатого или ячеистого).

Кристаллы плагиоклаза совершенно свежи, иногда идиоморфны.

На разрезах $\parallel (010)$ определены погасания:

1) на зонарном, кайма	+	3°	(Ab ₇₆ An ₂₄)
ядро		0°	(Ab ₇₂ An ₂₈)
2) на нескольких разрезах без зон		0°	(Ab ₇₂ An ₂₈)
На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$		до 16°	(Ab ₆₇ An ₃₃)
На разрезе $\perp n_p$		12°	(Ab ₇₁ An ₂₉)

К в а р ц представлен довольно обильными оплавленными зернами.

Б и о т и т рассеян в виде немногих идиоморфных пластинок гексагональной формы, на которых выходит биссектриса n_p угла $2V$ средней величины, гиперболы которого находятся в средней части поля зрения. Сильная дисперсия $\rho < V$.

Плеохроизм: по n_g — темнооранжевый
 » n_p — зеленовато-желтый
 $n_g \parallel$ спайности по (001)
 $n_g - n_p = 0.037$ (компенсатор Berek)

Двуосность этого биотита находится, повидимому, в связи с пониженным содержанием железа, что сказалось и в сравнительно светлой окраске.

К о р и ч н е в о - з е л е н ы й а м ф и б о л представлен иногда идиоморфными кристаллами, оптически отрицательными, с положением плоскости оптических осей симметричным по отношению к следам спайности по призме, с плеохроизмом:

по n_g — темнокоричневый
 » n_m — коричневый
 » n_p — зеленовато-желтый
 $n_g : C = 12^\circ$
 $n_g - n_p =$ около 0.025
 $n_m - n_p = 0.0182$ (компенсатор Berek)

Положение этого амфибола, повидимому, также промежуточное между коричнево-зеленой и базальтической роговой обманкой.

К у с к и л а в ы имеют различное строение. Один крупный кусок состоит из обильного бурого стекла, в котором разбросано несколько мелких кристалликов пироксена, много сильно завуалированного полевого шпата и лучистые агрегаты вытянутых бурых полосок. Определение полевых шпатов невозможно, ибо габитус их игольчатый.

Б у р ы е п л а с т и н к и лучистых агрегатов имеют положительное удлинение, прямое погасание, поляризационные окраски до розово-зеленых II порядка, т. е. $n_g - n_p$ до 0.040 и плеохроизм:

по n_g — светлокориновый
 « n_p — зеленовато-желтый

Большинство этих пластинок не имеет спайностей, чем отличается от биотита, на который по остальным свойствам они очень похожи. Своей совокупностью они придают породе лепидобластическую структуру, напоминающую структуру актинолитовых сланцев и антигоритовых змеевиков. Повидимому, они относятся к минералам, образовавшимся за счет стекла.

В породе рассеяно множество мелких точек руды.

Вкрапленники этой породы принадлежат бурозеленому амфиболу, биотиту и плагиоклазу с погасанием в симметрической зоне до 28° ($Ab_{43}An_{52}$). Описываемый кусок лавы принадлежит, следовательно, слюдяно-роговообманковому андезиту.

Другой обломок лавы состоит из вкрапленников зеленого пироксена и плагиоклаза и основной массы из микролитов плагиоклаза, очень небольшого количества зерен пироксена и кристалликов магнетита. Этот обломок отделяется от окружающей массы породы каемкой бурого стекла, слегка расстеклованного. Другой подобный же обломок лишен каймы, но насквозь пропитан желтоватым стеклом, и его микролиты расположены флюидально.

Один обломок производит впечатление туфового песчаника. Он состоит из обильного бурого стекла, обильных угловатых обломков полевого шпата и плохо дифференцированных зерен пироксена. Другой обломок заведомой лавы состоит из мелких вкрапленников плагиоклаза, его короткостолбчатых микролитов, довольно обильных зернышек магнетита и слабо окрашенного стекла. Один мелкий вкрапленник плагиоклаза на разрезе $\parallel (010)$ имеет погасание 0° ($Ab_{72}An_{28}$).

Обломки стекла представляют собою, по существу, такие же куски лавы, как и вышеописанные, но более богатые аморфной составной частью. В них также рассеяны кристаллы плагиоклаза и пластинки биотита, но в малом количестве. Очень много крупных пор. Самое стекло почти бесцветно, изотропно и содержит весьма обильные пузырьки жидкости или газа, принимающие уплощенную форму в тонких струйках стекла и округлую в его узлах, где они скопляются по несколько. Пузырьки эти имеют показатель преломления более высокий, чем аморфная часть стекла, а при косом освещении—серовато-фиолетовую окраску. Очевидно, магма была очень вязкой и газы или жидкости не могли полностью вырваться при ее застывании. В стекле много и высокополяризующих точек, быть может, пироксена.

Все описанные элементы—отдельные кристаллы, обломки лавы и стекла—вкраплены в основную массу, состоящую из изотропного буроватого стекла, обильных поляризующих точек и скоплений мельчайших зернышек карбоната. При опущенном конденсаторе выступает обломочный характер этого стекла.

По совокупности данных всю нашу породу можно назвать дацитовым туфом, с сильным участием амфиболослюдяного андезита.

Прослой роговообманкового андезита над серым туфом (обр. № 66)

Эта порода состоит из множества иногда идиоморфных вкрапленников плагиоклаза, коричнево-зеленой роговой обманки и пироксена и мелкозернистой основной массы. Вкрапленники окружены тонкой каймой мелких пластинок какого-то минерала.

Вкрапленники плагиоклаза имеют в большинстве случаев идиоморфные очертания. Многие из них приобрели оригинальное зернистое строение, вследствие проникновения большого количества светло-буроватого стекла, которое воспользовалось трещинами спайности и другими путями. Получилась более или менее правильная сеточка, в петлях которой осталось неизменное вещество полевого шпата. Произошла своеобразная грануляция полевых шпатов. Они, кроме того, окружаются нередко каймой расстеклованного стекла. Стекло, проникшее в полевые шпаты, иногда также подверглось расстеклованию с образованием хлоритового минерала. В других случаях со стеклом проникли кристаллиты и дендритообразные сростки.

На разрезе $\perp n_p$ погасание по отношению к следу (010) $9\frac{1}{2}^\circ$ ($Ab_{73}An_{27}$)
 На разрезе \parallel (010) с очень косым выходом n_g -27° ($Ab_{34}An_{66}$)

Вкрапленники буро-зеленой роговой обманки иногда вполне идиоморфны, особенно на разрезах \perp оси зоны призмы, но преобладают обломки. Размеры их обычно колеблются от 0.30 до 1.25 мм, но имеется значительное число и более мелких кристалликов.

$$\left. \begin{array}{l} n_g - n_p = 0.019 \\ n_g - n_m = 0.007 \\ n_m - n_p = 0.013 \end{array} \right\} \text{ (компенсатор Berek)}$$

Оптический знак —

$$n_g : C = 7^\circ$$

Плоскость оптических осей \parallel (010)

Плеохроизм: по n_g — зелено-бурый

» n_m — бурый зеленоватый

» n_p — желтовато-буроватый

$2V$ средней величины, ибо на разрезе \perp острой биссектрисе гиперболы расположены на самом краю поля зрения.

Пироксены принадлежат двум видам.

Ромбический пироксен имеет прямые погасания на всех разрезах.

$$\left. \begin{array}{l} n_g - n_p = 0.0104 \\ n_m - n_p = 0.008 \end{array} \right\} \text{ (компенсатор Berek)}$$

Оптический знак —

$$2V = \text{большой}$$

Плеохроизм: по n_g — розовато-желтоватый

» n_m — серый буроватый

» n_p — желтовато-зеленоватый

Эти данные указывают на бронзит.

Моноклинический пироксен принадлежит, повидимому, а в г и т у, но обладает очень низким двупреломлением.

$$\left. \begin{aligned} n_g - n_p &= 0.019 \\ n_g - n_m &= 0.0155 \end{aligned} \right\} \text{(компенсатор Berek)}$$

$$n_m - n_p = \text{около } 0.005$$

$$n_g : C = 39^\circ$$

Оптический знак +. Собственная окраска светлозеленоватая.

Среди вкрапленников имеются еще обломки к в а р ц а остроугольной формы.

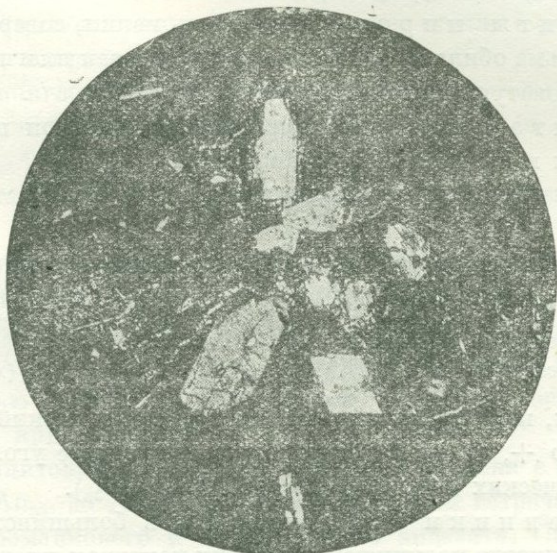
Основная масса состоит из почти сплошного скопления сферолитов с радиально лучистым строением и розеткообразных агрегатов, диаметр которых достигает десятых долей миллиметра. Неделимые их, видимо, игольчатой формы, гаснут прямо и имеют положительное удлинение. Поляризационные окраски их не выше белой I порядка. Эти сферолиты образуют описанные выше каймы и ореолы вокруг обломков минералов. Однако, в этих случаях сферолиты не полные, однобокие, и лучистые агрегаты образуют лишь ряды.

Размер игл большинства сферолитов таков, что они легко различимы при объективе № 5, но есть и значительно более мелкие, почти субмикроскопические иглы внутри петель, образуемых крупными. В отдельных участках они становятся настолько мелкими, что кажутся зернами. Здесь же видны мельчайшие, сдвойникованные по альбитовому закону пластиночки полевых шпатов вытянутой формы. Наиболее вероятно предположение, что сферолиты принадлежат какой-то разновидности SiO_2 и явились результатом быстрой кристаллизации последней, вероятно, сильно щелочной и весьма кислой выжимки андезитовой магмы. Возможно, что именно быстрота этого процесса заставила сферолиты кристаллизоваться ореолами вокруг обломков минералов, как центров кристаллизации. Возможно, однако, что часть их (изотропные зерна) принадлежит крестообалиту (см. Лебедев—«Алагез»).

Точный диагноз описанных разновидностей SiO_2 труден. К отмеченным выше их свойствам следует добавить, что в сферолитах наблюдается иногда одновременное погасание целых секторов, что позволяет предположить строение их не только из вытянутых игл, но и из пластинок. Показатели преломления их ниже показателей преломления полевых шпатов и близки к показателю канадского бальзама. Линия Бекке во всех случаях переходит, при поднятии тубуса микроскопа, с них на полевой шпат. Копьевидная и игольчатая форма пластинок этого минерала, в связи с приведенными свойствами, заставляет признать его за т р и д и м и т, от которого он отличается только положительным удлинением игл сферолитов. Следует, однако, отметить, что на очень редких отдельных удлиненных пластинках наблюдается отрицательное удлинение.

Столь же затруднительно определение кристобалита, для которого единственным диагностическим признаком является его изотропность и низкий показатель преломления: линия Бекке отчетливо переходит с его зерен на канадский бальзам при поднятии тубуса микроскопа.

Количественная роль тридимита в нашей породе огромна: он составляет значительную часть ее основной массы и тесно смешан с микролитами плагиоклаза, образовавшись, следовательно, в позднемагматическую фазу и являясь равноправной агрегатной составной частью породы.



Фиг. 2

Интересно сопоставить этот факт обильного появления тридимита и кристобалита в основной массе дацита, вероятно, богатой щелочами, с фактом кристаллизации их же в искусственном стекле, также богатом щелочами, наблюдаемым при некоторых условиях. Невольно возникает вопрос, нет ли какой-нибудь физикохимической зависимости между щелочностью расплавленной силикатной массы и выделением этих обильных разновидностей SiO_2 ?

К сказанному выше следует добавить, что в уголках между ореолами сферолитов наблюдаются иногда концентрические каймы, почти не реагирующие на поляризованный свет и представляющие собой, быть может, самые последние аморфные или полукристаллические продукты застывания основной массы.

В общем, наша порода представляет собой роговообманковый андезит с кварцем, т. е., быть может, дацит, с оригинальным развитием основной массы (фиг. 2).

Черная плитчатая лава Аштарак (обр. № 69)

Она состоит, кроме мелких вкрапленников плагиоклаза и пироксена, притом в небольшом количестве, из основной массы с вытянутыми, флюидально расположенными микролитами плагиоклаза, обильным магнетитом и зернышками пироксена. Основная масса сильно преобладает над вкрапленниками.

Микролиты плагиоклаза sdвойникованы по альбитовому закону, но не образуют полисинтетических двойников; много идиоморфных пластинок $\parallel (010)$ со средним погасанием $=31^\circ$ ($Ab_{27}An_{73}$). Они в виде потоков обтекают некоторые вкрапленники.

Микролиты пироксена очень мелки, совершенно не идиоморфны, но весьма обильны. Они зажаты среди зерен плагиоклаза и имеют буровато-зеленоватую окраску. Видимо, это авгит.

Магнетита меньше, чем пироксена; развит он в виде обычных октаэдрических и кубических кристалликов.

Буровато-зеленоватое стекло сильно вуалирует остальные составные части.

Вкрапленники плагиоклаза имеют часто идиоморфные контуры.

На разрезе $\perp n_p$ погасание	32°	($Ab_{28}An_{72}$)
На разрезе $\perp n_g$	20°	($Ab_{52}An_{48}$)

На разрезах, наклонных к оптической оси, оптический знак минерала определяется то $+$, то $-$. На одном подобном разрезе угол между следом плоскости оптических осей и $(010) = 60^\circ$ ($Ab_{62}An_{38}$).

Вкрапленники пироксена в большинстве случаев не идиоморфны и иногда подчиняются в своих контурах плагиоклазу. Среди них имеется моноклинический представитель, видимо, авгит, с большим $2V$, со знаком $+$, с

$$n_g : c = 41^\circ$$

и с двупреломлением:

$$\left. \begin{array}{l} n_m - n_p = 0.004 \\ n_g - n_p = 0.023 \end{array} \right\} \text{(компенсатор Berek)}$$

и ромбический с прямым погасанием на всех разрезах, со знаком $-$, с большим $2V$, с двупреломлением

$$n_g - n_m = \text{около } 0.006$$

Судя по отсутствию плеохроизма, он принадлежит энстатиту.

На основании всех данных нашу породу можно отнести к микролитовым пироксеновым андезитам.

Приведенное выше послыжное описание пород каньона Абаран-чая позволяет следующим образом сгруппировать их, начиная сверху, руководствуясь, главным образом, составом полевых шпатов.

Дацитовые и андезитодацитовые породы

1. Микролитовый пироксеновый андезит (№ 49) с $Ab_{68}An_{32}$ до $Ab_{53}An_{47}$.
2. Гиалоандезит (№ 50) или дацит с $Ab_{72}An_{28}$.
3. Красная гиалоандезитовая или дацитовая лава (№ 56) с $Ab_{72}An_{28}$ до $Ab_{66}An_{34}$.
4. Красная туфолова (№ 56 bis) с коричневым амфиболом и плагиоклазом $Ab_{72}An_{28}$.
5. Оранжевый дацитовый туф (№ 51) с $Ab_{78}An_{22}$ до $Ab_{68}An_{32}$ со включениями обломков лав андезитового типа.
6. Туф амфиболового дацита (№ 53) с $Ab_{72}An_{28}$ до $Ab_{80}An_{20}$, со включениями кусков дацитовой лавы. Цементирующее стекло с радиально лучистым строением, хлоритизованное.
7. Лавовый конгломерат (№ 54) с большим количеством руды и плагиоклазами: вкрапленники от $Ab_{58}An_{42}$ до $Ab_{29}An_{71}$ и микролиты от $Ab_{72}An_{28}$ до $Ab_{55}An_{45}$.
8. Розовый туф (№ 55) амфиболослядяного андезита с $Ab_{42}An_{58}$ до $Ab_{74}An_{26}$.
9. Розовый туф (№ 58) с $Ab_{46}An_{54}$, но с кусками дацитовой лавы, содержащей плагиоклаз $Ab_{67}An_{33}$ и обильное стекло (см. ниже анализ).
10. Роговообманковый дацит над серым туфом (№ 66) содержит плагиоклаз состава от $Ab_{73}An_{27}$ до $Ab_{34}An_{66}$, кварц и 2 пироксена. Его оригинальной особенностью является сферолитовое строение основной массы с тридимитом и кристобалитом.
11. Серый дацитовый туф (№ 64) основания каньона с плагиоклазами состава от $Ab_{67}An_{33}$ до $Ab_{76}An_{24}$ и кварцем; в нем встречаются обломки слюдяно-роговообманкового и пироксенового андезита. Основную массу этого туфа составляет раздробленное стекло и карбонат.

Андезитобазальтовые породы

12. Андезитобазальт (№ 59) содержит плагиоклазы весьма разнообразного состава: вкрапленники от $Ab_{75}An_{25}$ до $Ab_{44}An_{56}$, а микролиты от $Ab_{58}An_{44}$ до $Ab_{36}An_{64}$.
 13. Черная лава (№ 60) содержит столь же разнообразные, но, в общем, более основные плагиоклазы состава от Ab_0An_{100} до $Ab_{65}An_{35}$, во вкрапленниках и от $Ab_{72}An_{28}$ до $Ab_{40}An_{60}$ в основной массе.
 14. Черная лава нижней части потока (№ 61) содержит плагиоклазы во вкрапленниках от $Ab_{37}An_{63}$ до $Ab_{65}An_{35}$, а в микролитах от $Ab_{72}An_{28}$ до $Ab_{23}An_{77}$.
 15. Черная лава над серым туфом (№ 67) имеет вкрапленники от $Ab_{20}An_{80}$ до $Ab_{59}An_{41}$, а микролиты от $Ab_{62}An_{38}$ до $Ab_{21}An_{79}$. Любопытно отметить, что последние являются более идиоморфными, чем пироксены.
- Мы видим, что все эти андезитобазальты имеют чрезвычайно непостоянный состав плагиоклазов и что высший предел содержания альбитового

вещества приближает их к значительно более кислым породам андезитовой и дацитовой магм.

Чертой, общей для них всех, является оливин, в большинстве случаев оптически отрицательный и постоянно превращенный в иддингсит.

16. Близка к этим породам и черная лава из Аштарака (№ 69) с плагиоклазами во вкрапленниках и в микролитах от $Ab_{27}An_{73}$ до $Ab_{62}An_{38}$ и с двумя пироксенами.

В каньоне Абаран-чая у с. Мугни мы имеем, следовательно, представителей трех магматических групп—дацитов, андезитодацитов и андезитобазальтов, связанных близким родством. Это родство сказывается в широких колебаниях состава плагиоклазов с постоянным возвращением к сравнительно кислым членам, в нахождении обломков андезитов и андезитобазальтов в дацитовых туфах, в отсутствии резко выраженных петрографических типов. Напрашивается вывод о происхождении всех пород из одного магматического очага.

Разнообразие структуры и обилие туфогенных пород не опровергают этого родства магматических типов.

Просматривая список пород дацитовой и андезитодацитовой магмы, мы видим много стекловатых и туфовых разностей, указывающих на бурный и быстрый процесс извержения. Это сказывается в разнообразии структуры стекол и в обильных включениях жидкостей—остатках агентов-минерализаторов, которыми была насыщена магма. Часты и обломочные структуры, наблюдаемые уже на-глаз.

Андезитобазальтовые магмы изливались, видимо, гораздо спокойнее, так как представлены преимущественно лавами, без туфовых разностей.

Сравнивая сводную таблицу микроскопического состава с разрезом каньона на стр. 103, мы видим, что порядок излияния описанных пород таков:

- 1) наиболее древними являются серые туфы, залегающие в основании разреза и представляющие собой породу дацитового типа;
- 2) над ними залегают все описанные андезитобазальтовые породы;
- 3) выше лежат туфы и конгломераты, отнесенные нами к дацитовой и андезитовой магмам;
- 4) наиболее молодыми являются дацитовые породы с их разнообразной структурой.

С целью проверки пригодности туфов Мугни в качестве цемянок автором были произведены химические анализы розового и серого туфов, результаты которых приводятся ниже (в %).

Эти анализы обнаруживают значительную близость магм обоих туфов; по существу, это одна дацитовая магма. Интересно отметить обилие растворимой SiO_2 и конституционной воды. Первая, вероятно, а вторая—несомненно заключены в вулканическом стекле, которым эти породы весьма богаты. Стекло, судя по обилию воды, относится к пехштейну.

Компоненты	Розовый туф (сред. проба обр. № 57, 58)	Серый туф (обр. № 64)	Серый туф (обр. № 65)
SiO ₂ нерастворимая	61.20	61.73	58.92
SiO ₂ растворимая	3.91	4.40	5.47
TiO ₂	0.70	0.52	0.52
Al ₂ O ₃	13.07	14.93	13.68
Fe ₂ O ₃	4.68	2.93	3.30
CaO	3.48	3.58	4.07
MgO	1.33	1.05	1.37
Na ₂ O	—	3.56	3.12
K ₂ O	—	3.32	4.00
H ₂ O > 110°	3.32	3.73	4.92
H ₂ O < 110°	0.42	—	0.83
Сумма	—	99.75	100.20

Перечисление анализа серого туфа Мугни (обр. № 64)

По методу Левинсон-Лессинга

Компоненты	Валовой анализ	Обезвоженный и перечисленный на 100%	Молекулярные количества
SiO ₂	66.13	68.87	1.140
TiO ₂	0.52	0.54	0.007
Al ₂ O ₃	14.93	15.55	0.152
Fe ₂ O ₃	2.93	3.05	0.019
CaO	3.58	3.73	0.066
MgO	1.05	1.09	0.027
Na ₂ O	3.56	3.71	0.059
K ₂ O	3.32	3.46	0.037
H ₂ O	3.73	—	—
Сумма	99.75	100.00	—

$RO_2 = 1.147$
 $R_2O_3 = 0.171$
 $RO = 0.093$
 $R_2O = 0.096$
 $\bar{RO} = 0.189$

Магматическая формула: $6.71 RO_2 : R_2O_3 : 4.1 \bar{RO}$;

$\alpha = 3.27$;

$R_2O : RO = 1 : 1.03$

По методу Озанна

Компоненты	Анализ обезвоженный, в % все Fe в FeO	Перечисленный на 100%	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	66.13	69.08	1.144	74.67
TiO ₂	0.52	0.54	0.007	0.46
Al ₂ O ₃	14.93	15.59	0.152	9.92
FeO	2.64	2.76	0.038	2.48
CaO	3.58	3.74	0.067	4.37
MgO	1.05	1.10	0.027	1.76
Na ₂ O	3.56	3.72	0.060	3.92
K ₂ O	3.32	3.47	0.037	2.42
Сумма	95.73	100.00	1.532	100.00

$S = 75.13$
 $9.92 \left\{ \begin{array}{l} - 9.92 \\ - 6.34 = A \\ \hline 3.58 = C \end{array} \right.$
 $4.37 \left\{ \begin{array}{l} - 4.37 \\ - 3.58 \\ \hline 0.79 \end{array} \right\} F = 5.03$
 $3.92 \left\{ \begin{array}{l} - 3.92 \\ - 2.42 \\ \hline 1.50 = A \end{array} \right.$

Проверка: $S + 2A + 2C + F = 75.13 + 12.68 + 7.16 + 5.03 = 100$

Проекционные количества: $S_{75.13} a_{3.48} c_{4.79} f_{6.72}$; $a + c + f = 20$; $n = 6.19$

По методу Niggli

Компоненты	Молекулярные количества	Молекулярные количества для вычисления чисел Niggli	Числа Niggli
SiO ₂	1.144	SiO ₂ = 1144	Si = 300.2
TiO ₂	0.007		
Al ₂ O ₃	0.152	Al ₂ O ₃ = 152	al = 39.9
FeO	0.038	FeO + MgO = 65	fm = 17.0
CaO	0.067	CaO = 67	c = 17.6
MgO	0.027		
Na ₂ O	0.060	} K ₂ O + Na ₂ O = 97	} = 100
K ₂ O	0.037		
Сумма	1.532		

$c : fm = 1.04$; $mg = 0.42$; $k = 0.38$

$Si' = 4alk + 100 = 102 + 100 = 202$

$qz = Si - Si' = 300.2 - 202 = + 98.2$

qz характеризует, по Niggli, «schwach saure, schwach an Si übersättigte, acide Magmen», но уже близкие к «stark saure».

По $c : fm = 1.04$ порода попадает в 6-е сечение тетраэдра, в «Eruptivfeld».

Количественный минералогический состав серого туфа (обр. № 64)

По микроскопическим данным эта порода состоит из плагиоклаза, в среднем состава $Ab_{72} An_{28}$, довольно обильного кварца, коричнево-зеленого амфибола, небольшого количества биотита и кусков лавы и стекла. Присутствие последних двух элементов делает вычисление минералогического состава из данных химического анализа довольно искусственным.

Вычисление количественного минералогического состава

Компоненты	Молекулярные количества	Титанит	Ортоклаз	Альбит	Анортит	Амфибол	Кварц
SiO ₂	1.144	0.007	0.222	0.360	0.096	0.077	0.382
TiO ₂	0.007	0.007	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.152	—	0.037	0.060	0.048	0.007	—
FeO	0.038	—	—	—	—	0.038	—
CaO	0.067	0.007	—	—	0.048	0.012	—
MgO	0.027	—	—	—	—	0.027	—
Na ₂ O	0.060	—	—	0.060	—	—	—
K ₂ O	0.037	—	0.037	—	—	—	—
Сумма	1.532	0.021	0.296	0.480	0.192	0.161	0.382
Весовые % минералов . . .	100	1.38	20.68	31.60	13.40	9.87	23.07
				Plg = 45.00			

Состав амфибола: 0.027 MgSiO₃ 9 MgSiO₃

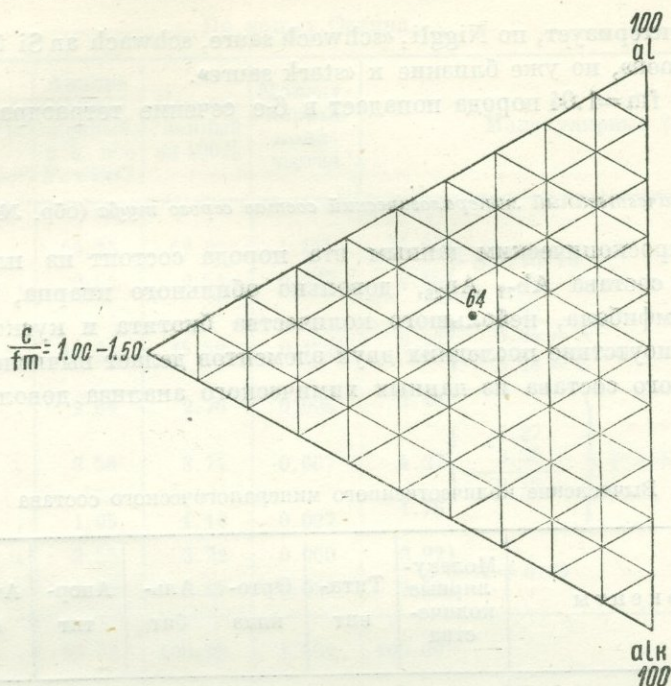
0.012 CaSiO₃ 4 CaSiO₃

0.038 FeSiO₃ 13 FeSiO₃

0.007 Al₂O₃ 2 Al₂O₃

13 [FeSiO₃(Mg, Ca)SiO₃] · 2Al₂O₃

Часть свободной SiO₂ находится в виде кварца, другая часть и весь «ортоклаз» — в виде стекла.



Фиг. 3. Сечение 6-е тетраэдра по Niggli. Серый туф Мугни № 64;
 $al=39.9$; $alk=25.5$; $c+fm=34.6$

Перечисление анализа серого туфа Мугни (обр. № 65)
 По методу Левинсон-Лессинга

Компоненты	Валовой анализ	Лишенный воды и перечисленный на 100%	Молекулярные количества
SiO_2	64.39	68.17	1.129 } $RO_2=1.136$
TiO_2	0.52	0.55	0.007 } $RO_2=1.136$
Al_2O_3	13.68	14.49	0.142 } $R_2O_3=0.164$
Fe_2O_3	3.30	3.49	0.022 } $R_2O_3=0.164$
CaO	4.07	4.31	0.077 } $RO=0.113$
MgO	1.37	1.45	0.036 } $RO=0.113$
K_2O	4.00	4.24	0.045 } $R_2O=0.098$
Na_2O	3.12	3.30	0.053 } $R_2O=0.098$
Потери при прокаливании	5.75	—	—
Сумма	100.20	100.00	

Магматическая формула: $7RO_2 : R_2O_3 : 1.3\overline{RO}$;
 $\alpha = 3.25$

$R_2O : RO = 1 : 1.15.$

По методу Озанна

Компоненты	Анализ обезвоженный (в %); все Fe в FeO	Перечисленный на 100%	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	64.39	68.41	1.132	73.70
TiO ₂	0.52	0.55	0.007	0.46
Al ₂ O ₃	13.68	14.54	0.142	9.25
FeO	2.97	3.16	0.044	2.86
CaO	4.07	4.32	0.077	5.01
MgO	1.37	1.46	0.036	2.34
K ₂ O	4.00	4.25	0.045	2.93
Na ₂ O	3.12	3.31	0.053	3.45
Сумма	94.12	100.00	1.536	100.00

$S=74.16$
 $\left. \begin{array}{l} -9.25 \\ -6.38=A \\ \hline 2.87=C \end{array} \right\} F=7.34$
 $\left. \begin{array}{l} -5.01 \\ -2.87=C \\ \hline 2.14 \end{array} \right\} A=6.38$

Формула породы: $S_{74.16} A_{6.38} C_{2.87} F_{7.34}$;

Проверка: $S + 2A + 2C + F = 74.16 + 12.76 + 5.74 + 7.34 = 100$

Проекционные количества: $S_{74.16} a_{7.69} c_{3.46} f_{8.85}$; $n = 5.4$; $a + c + f = 20$.

По методу Niggli

Компоненты	Молекулярные количества	Молекулярные количества для вычисления чисел Niggli	Числа Niggli
SiO ₂	1.132	SiO ₂ = 1 132	Si = 285.3
TiO ₂	0.007	—	—
Al ₂ O ₃	0.142	Al ₂ O ₃ = 142	al = 35.8
FeO	0.044	FeO + MgO = 80	fm = 20.1
CaO	0.077	CaO = 77	c = 19.4
MgO	0.036	—	—
K ₂ O	0.045	K ₂ O + Na ₂ O = 98	alk = 24.7
Na ₂ O	0.053	—	—
Сумма	1.536	—	100

$c, fm = 0.97$; $mg = 0.45$; $k = 0.46$
 $Si' = 4alk + 100 = 98.8 + 100 = 198.8$
 $qz = si - si' = 285.3 - 198.8 = + 86.5$

По qz эта порода относится к категории «*schwach saure, schwach an Si übersättigte acide Magmen*».

По $c : fm = 0.97$ она попадает в 5-е сеч ие тетраэдра, в «*Eruptivfeld*».

Количественный минералогический состав серого туфа (обр. № 65)

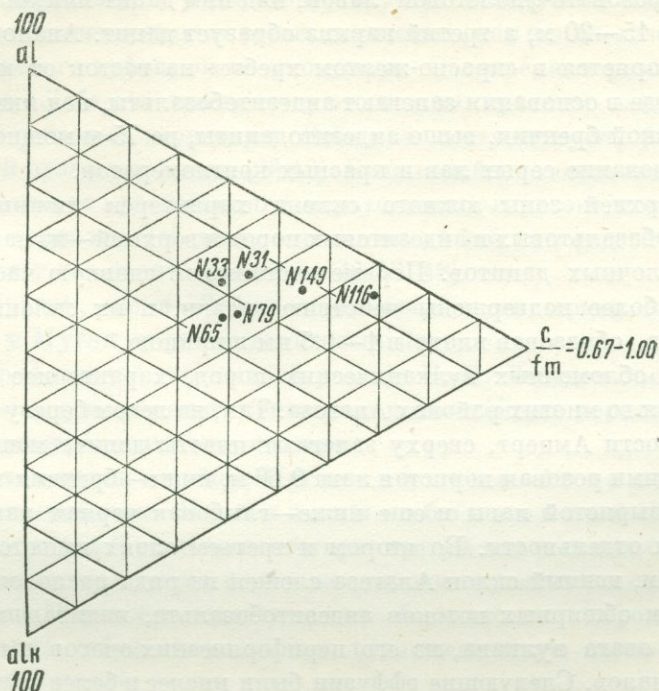
Этот штуф под микроскопом не изучен, но близость его химического состава к образцу № 64 позволяет принять для него тот же минералогический состав, что и для последнего, т. е. плагиоклаз $Ab_{72}An_{28}$ (в среднем), довольно обильный кварц, коричнево-зеленый амфибол, немного биотита, куски лав—слюдяно-амфиболового андезита, пироксенового андезита, туфового песчаника, обломки стекла и основную массу из буроватого стекла и карбоната.

Вычисление количественного минералогического состава

Компоненты	Молекулярные количества	Титанит	Ортоклаз	Альбит	Анортит	Амфибол	Кварц
SiO_2	4.132	0.007	0.270	0.318	0.090	0.105	0.342
TiO_2	0.007	0.007	—	—	—	—	—
Al_2O_3	0.142	—	0.045	0.053	0.045	—	—
FeO	0.044	—	—	—	—	0.044	—
CaO	0.077	0.007	—	—	0.045	0.025	—
MgO	0.036	—	—	—	—	0.036	—
K_2O	0.045	—	0.045	—	—	—	—
Na_2O	0.053	—	—	0.053	—	—	—
Сумма	4.536	0.021	0.360	0.424	0.180	0.210	0.342
Весовые % минералов .	100.03	1.38	25.15	27.92 / 12.56		12.36	20.66
				Plg=40.48%			

Состав амфибола: 0.036 $MgSiO_3$ 9 $MgSiO_3$
 0.025 $CaSiO_3$ 6 $CaSiO_3$
 0.044 $FeSiO_3$ 11 $FeSiO_3$
 20 (Mg, Fe) SiO_3 6 $CaSiO_3$
 = 10 (Mg, Fe) SiO_3 . 3 $CaSiO_3$

Ортоклаз и часть кварца находятся в виде стекла.



Фиг. 4. Сечение 5-е тетраэдра по Niggli. Андезит Теджерабада № 33: $al=43,3$; $alk=18,0$; $c+fm=38,7$. Серый туф Мугни № 65: $al=35,8$; $alk=24,7$; $c+fm=39,5$. Туф Арзни № 79: $al=35,81$; $alk=22,78$; $c+fm=41,41$. Андезит Теджерабада № 31: $al=40,7$; $alk=15,3$; $c+fm=44$. Андезит Амамлы № 116: $al=24,40$; $alk=6,19$; $c+fm=69,41$. Андезит Амамлы № 149: $al=32,85$; $alk=11,86$; $c+fm=55,29$.

II. ЛИТЕРАТУРНАЯ СПРАВКА И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наш петрографический очерк может быть пополнен кое-какими литературными данными, касающимися каньона Абаран-чая.

На геологической карте Абиха показаны по левому берегу Абаран-чая, ниже Аштарака, базальтовые лавы, а вокруг самого Аштарака на правом берегу (25) «полигенные, кластические породы, состоящие главным образом из трахитового и андезитового материала». В массиве горы Карнирх на левом берегу неотчетливо показаны (26) «хронологически неопределенные лавы трахидолеритового и долеритового состава».

Обильный материал для сравнения дает капитальная работа проф. П. И. Лебедева — «Вулкан Алагез и его лавы» (Изд. Академии Наук СССР, Тр. Совета по изучению производительных сил. Серия Закавказская, в. 3). Анализ этого материала тем более интересен, что наш район Мугни — Аштарак составляет часть массива Алагеза.

Три главных стадии вулканической деятельности Алагеза намечены уже «в вершине 1695 сажен», к северу от оз. Карагель в районе кратера. Здесь внизу залегает андезитобазальт, мощностью 45 м, подстилаемый

шлаковой розовато-фиолетовой лавой, над ним дацит или андезитодацит, мощностью 15—20 м, а третий карниз образует дацит. Аналогичный комплекс повторяется в «красно-желтом хребте» на восток от юго-западной вершины, где в основании залегают андезитобазальты, над ними—прослой вулканической брекчии, выше андезитодациты, до 75 м мощностью, а еще выше чередование серых лав и красных конгломератов.

Для верхней зоны южного склона характерен нижний комплекс из андезитобазальтовых и андезитовых пород и верхний—из лав дацитового типа и щелочных дацитов. Первые составляют главную часть Алагеза, последние более подвержены действию эрозии, и их склоны отступают от каньонов, образовав плато в 1—1.5 км шириною.

Обилие обломочных вулканических пород, характерное для Мугни, повторяется во многих районах Алагеза. Так, на левом берегу р. Архаши, выше крепости Амперт, сверху залегают пласты дацита мощностью 25—30 м, под ними розовая пористая лава 0.66 м, ниже—брекчия из обломков черной пузыристой лавы и еще ниже—глыбовая черная лава, разбитая трещинами отдельности. Во втором и третьем слоях имеются пещеры.

В общем, южный склон Алагеза сложен из ряда расположенных один над другим обширных потоков андезитобазальта, изливавшихся из центрального очага вулкана, из его периферических очагов и из периферических каналов. Следующие эффузии были кислее и более вязки и не спустились, по мнению П. И. Лебедева, на горизонтальную площадь вокруг вулкана, формируя только главный массив Алагеза. Еще более новой фазой извержений явились кислые дациты, богатые газами; они заполнили впадины древнего андезитобазальтового рельефа, создав плато туфолав.

Из этого краткого геологического очерка Алагеза мы видим, что последовательность: андезитобазальты, андезиты, дациты — повторяется почти всюду в массиве этого вулкана.

На восточном склоне, непосредственно в нашем районе, между с. Аштарак и д. Мугни, на правом берегу Абаран-чая, нижние горизонты представлены, по Лебедеву, андезитобазальтовыми лавами, на которые налегает андезит с тонкоплитняковой и концентрически скорлуповатой отдельностью. Горизонты разделены обожженными розово-красными конгломератами с пещерами. Третий лавовый горизонт—опять андезитобазальт, темносерый, пузыристый, с глыбовой отдельностью. Выше залегают (4-й горизонт) темносерая кристобалитизированная андезитовая лава с микроминдалевидным строением, мощностью до 10 м, подстилаемая красным конгломератовидным андезитобазальтовым горизонтом. Выше опять залегают конгломерат с пещерами в 2—3 м высотой, а над ним—снова темносерая андезитобазальтовая лава с кристобалитом. 4-й пласт андезитобазальта, мощностью до 15 м, подстилается шлаковидным прослоем в 1.9 м и обожженной красной лавой—0.90 м. Этот разрез каньона Абаран-чая между Аштараком и Мугни, установленный П. И. Лебедевым, несколько отличается от нашего, хотя и повторяет основные его черты.

Нижние горизонты и у Лебедева, и у нас обозначены как андезитобазальты, но подстилающих их серых дацитовых, как и вышележащих розового и оранжевого туфов, он не упоминает. Обожженные розово-красные конгломераты Лебедева соответствуют нашим красным лавам. Третий и четвертый лавовые горизонты Лебедева соответствуют, быть может, нашей черной пузыристой лаве (№ 49). Если подобное толкование двух разрезов правильно, то красный конгломератовидный горизонт, подстилающий 4-й лавовый горизонт Лебедева, определяемый им, как андезитобазальтовый, является у нас дацитовым (наши № 50, 48).

Таким образом, схема Лебедева отличается от нашей тем, что он не отмечает у Мугни туфов и дацитовых пород.

В петрографической части своей работы П. И. Лебедев описывает все типы от базальтов до дацитов, связанные постепенными переходами в химическом и минералогическом составе.

Из всех этих пород в районе Мугни чистые базальты нами совершенно не найдены. Из андезитобазальтов П. И. Лебедева нашим породам Мугни соответствует третий тип «темных оливинных андезитобазальтов» с почти таким же широким колебанием состава полевых шпатов. Поражает однотипность базальтовых пород Алагеза, представляющих собою, повидимому, нерасщепленную первоначальную магмглубинного очага.

Андезиты не имеют полных аналогов среди пород Мугни. Только лавовая брекчия, состоящая из мельчайших кусочков андезита и вкрапленников, сцементированных буроватым базисом, напоминает наш лавовый конгломерат (№ 54).

Андезитодациты Алагеза имеют несколько аналогов среди наших пород. Из их описания видно, что состав плагиоклазов колеблется в пределах от № 20 до 57, а в наших андезитодацитах Мугни—от $Ab_{74}An_{26}$ до $Ab_{29}An_{71}$, т. е. снова устанавливается большая пестрота состава.

Дациты играют большую роль в строении Алагеза. Описание их весьма близко к нашему. Состав плагиоклазов колеблется в них в пределах от № 25 до 55, а в наших от $Ab_{80}An_{20}$ до $Ab_{53}An_{47}$. Содержание SiO_2 вполне соответствует нашим анализам. Наконец, тождественна окраска основной массы. П. И. Лебедев совершенно не описывает роговообманковых дацитов, встреченных в виде туфов в Мугни.

Описание туфовых пород Алагеза целиком повторяет картину наших туфов Мугни. Те и другие принадлежат дацитовой магме.

Для объяснения причин вулканических явлений в Армении автор пользуется идеей об изостатическом поднятии Армянского нагорья, возникшей в связи с нахождением в Армении арало-каспийских осадков, отложений Бакинского, Апшеронского и Акчагыльского ярусов на высотах от 1000 до 2000 м, тогда как на побережье Каспия они находятся всего лишь на 200 м (см. наши статьи о Тетжербаде, Амамлы и об «Общих чертах петрографии Армении»).

В своем заключении автор устанавливает, что петрографическая провинция Алагеза близка к таковой Центрального Кавказа и имеет следующие циклы эруптивной деятельности.

1-й цикл: многократные извержения андезитобазальтов, затем андезитодацитов, затем мощных дацитов и, наконец, щелочных дацитов.

2-й цикл: андезитобазальты, далее андезитодациты, затем громадное количество дацитов и щелочных дацитов.

3-й цикл: базальты, покрывшие на северо-западном склоне все предшествующие излияния, затем, видимо, андезиты северо-восточного склона.

В связи с дифференцированностью магм Алагеза, автор цитирует теорию Daly, объясняющую взаимоотношения андезитов с базальтами и ультраосновными породами кристаллизационной дифференциацией, а возникновение дацитов и трахитов—ассимиляцией боковых пород.

В этих циклах обращает на себя внимание тождество первых двух. В нашем разрезе Мугни чередование пород подтверждает существование циклов, ибо и под андезитобазальтами, и над ними залегают дацитовые породы. Первыми являются серые туфы основания склона, а вторыми—разнообразные туфовые и лавовые породы верхов нашего разреза. Обращает на себя также внимание возвращение в начале каждого цикла основных пород—андезитобазальтов и базальтов. Невольно напрашивается вывод о том, что эти породы и являются той первоначальной, нерасщепленной магмой, которая содержалась в магматическом бассейне не только Алагеза, но и всей Армении, и всего Кавказа. Излившиеся после них более кислые андезитодациты и дациты суть, вероятно, продукты дифференциации андезитобазальтовой магмы.

Мы видим, что и здесь, в массиве Алагеза, исследование неовулканических горных пород приводит к выводу о влиянии на их образование базальтовой или, вернее, андезитобазальтовой «постели». Это влияние более подробно рассмотрено в статьях настоящего сборника о породах Арзни, Амамлы, Тетжерабада и в сводной статье «О некоторых общих чертах петрографии Армении».

SUR LES ROCHES VOLCANIQUES DE MOUGNI

Résumé

L'auteur donne une description des roches volcaniques de la vallée de l'Abaran-tchai, entre les villages Mougni et Aschtarak. Cette région se trouve sur la périphérie du massif volcanique de l'Alaguez. Ces roches appartiennent à trois groupes magmatiques:

1) aux dacites à pyroxene et à amphibole brune, représentés par des laves à structure microlitique et hyaline de couleurs rouges et noires, et par des tufs gris et orangés; leurs plagioclases ont une composition très variée;

2) aux andesitodacites, représentés par des conglomérats volcaniques et des tufs de couleur rose, qui peuvent être difficilement séparés des dacites,

3) aux andésites basaltiques avec olivine, pyroxène et plagioclases de composition inconstante.

Toutes ces roches sont probablement les produits d'un seul bassin magmatique. Les plus anciennes sont les tufs gris, dont les affleurements se trouvent au fond de la vallée. Ils sont recouvert par les andésites basaltiques, suivis de tufs et de conglomérats volcaniques du groupe des andésitodacites. Les plus récentes sont les dacites franches.

Trois analyses chimiques des tufs roses et gris ont déterminé beaucoup de silice soluble, contenue probablement dans le verre volcanique. La somme totale de la silice monte à 64—66% et caractérise le magma des dacites.

Le massif volcanique de l'Alaguez a été déjà l'objet d'études pétrographiques. La monographie du prof. P. I. Lébédéff en a donné un tableau général. Cet auteur constate plusieurs cycles d'action volcanique de l'Alaguez; dans chaque cycle se répètent les mêmes roches: les andésites basaltiques sont les premiers produits volcaniques; ils sont suivi d'andésitodacites et de dacites; ceux-là sont toujours les roches les plus récentes.

Les types pétrographiques, décrits par Lébédéff, sont les suivants: des basaltes, des andésites basaltiques de différentes structures, mais de composition chimique et minéralogique commune, des andésites, des andésitodacites, des dacites de structure et de couleur différente, quelquefois avec de la cristobalite, souvent riches en alcalis; des tufs et des «laves tuffoïdes» de couleurs jaune, rouge et noire. Les paroxysmes ont dû être très intenses, car les brèches et les conglomérats volcaniques sont fréquents.

Les causes générales des actions volcaniques en Arménie sont, peut-être, les phénomènes isostatiques; les dépôts Aralo-Caspiens et une partie des dépôts tertiaires se trouvent en Arménie à des hauteurs de 1000 à 2000 mètres; les mêmes sont à 200 mètres au bord de la mer Caspienne.

La province pétrographique de l'Alaguez rappelle beaucoup celle du Caucase central. La formation des andésites et des basaltes est probablement due à des procès de différenciation dans le bassin magmatique, celle des dacites, peut-être, à des procès d'assimilation.

О НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ С. АМАМЛЫ

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Село Амамлы расположено на линии железной дороги Тбилиси—Ереван в ущелье р. Памбак-чай, при впадении в нее р. Кочкара. Геологическое строение окружающей местности чрезвычайно сложно. Являясь частью Армянского плоскогорья, она весьма богата вулканическими образованиями, и вся низина, на которой расположено село со своими угодьями, окружена сплошным кольцом вулканических потоков и покровов.

Две речки пересекают лавовые и туфовые породы этой местности: более крупная—Памбак-чай—течет по той же долине, по которой проходит линия железной дороги, а меньшая, Кочкара, впадает в нее справа, непосредственно на юг от с. Амамлы.

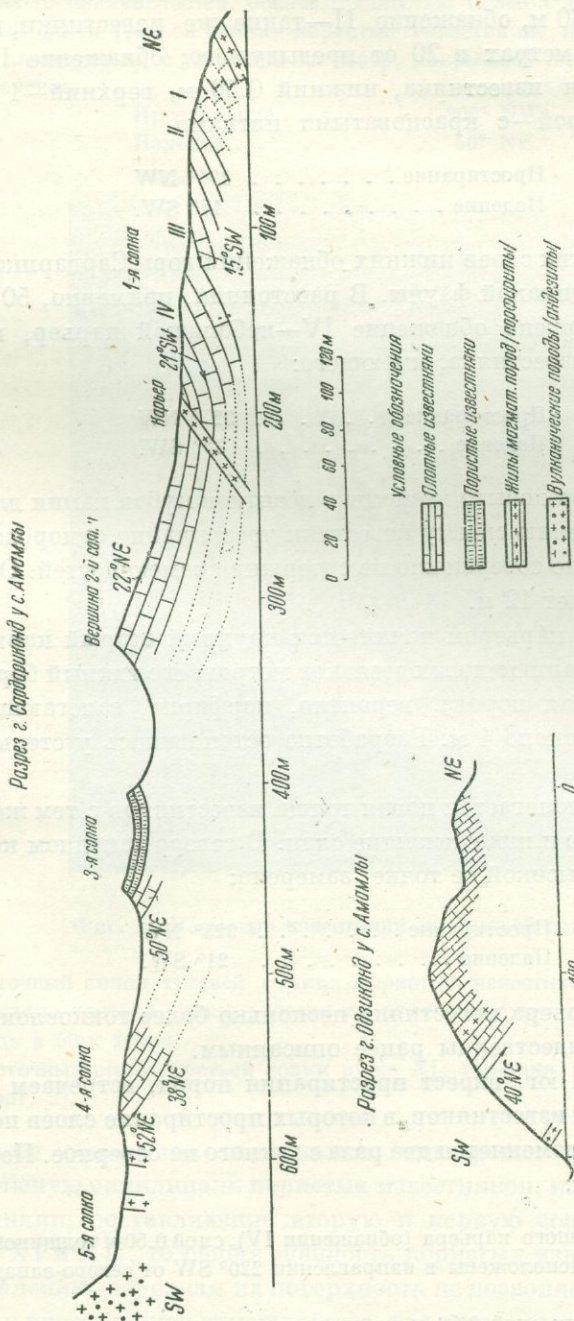
Многочисленные обнажения, как в береговых обрывах речек, так и на склонах гор, позволяют нарисовать геологическое строение местности в следующем виде.

Хребет, ограничивающий с севера долину р. Памбак-чай, состоит из вулканических туфов серого и красного цвета и лав, видимо, андезитового типа. Эти туфы служат местным строительным материалом и даже экспортируются на далекие расстояния, будучи излюбленным строительным материалом не только для жилых зданий, но и для общественных сооружений. Так, например, из черного и красного туфа выстроено большинство железнодорожных станций на значительном протяжении Закавказской железной дороги.

Холмы, на склонах которых расположена северная половина с. Амамлы, представляют собой мощные лавовые потоки, а у подножья их залегают значительные толщи туфов, промытые ручьями до глубины многих метров.

Примерно в 2 км на юг от села протянулась другая возвышенность, состоящая также из вулканических пород, главным образом, андезитов. Она ограничивает долину р. Кочкара с юга, и к ней прижалась небольшая гряда из 5 холмов, вытянутая с севера на юг; она состоит из известняков и пересекающих их магматических жил. Это так называемый Сардариконд. Против этих холмов, но уже по другую, северную сторону р. Кочкара, располагается холм Одзиконд, также построенный из известняков и магматических жил.

Гора Сардариконд представляет собой толщу известняков с довольно сложной тектоникой. Начиная с севера, можно наблюдать следующую картину ее строения (фиг. 1).



С самого низа северо-восточного склона выходят зеленого цвета породы, видимо, порфириты, на которые налегают известняки. Поднявшись по склону метров на 100, доходим до ряда мелких обнажений известняков; обнажение I есть небольшой выход серого плотного известняка с мощностью слоев до 0.30 м, обнажение II—такие же известняки, но с ясным падением на юг, метрах в 20 от предыдущего; обнажение III—метрах в 50 от II—2 слоя известняка, нижний 0.50 м, верхний—1 м, первый серого цвета, второй—с красноватыми пятнами.

Простираие 286° NW
Падение 15° SW.

Ни в одном из этих слоев нижних обнажений горы Сардариконд не пришлось наблюдать никакой фауны. В расстоянии, примерно, 50 м от обнажения III расположено обнажение IV—небольшой карьер, вскрывший от 15 до 20 слоев известняка, имеющего:

Простираие 325° NW
Падение 38° SW.

Из этого карьера добыто несколько десятков кубов камня для местных построек. По сложеню своему известняк чрезвычайно однороден, плотен, серого цвета и также совершенно не содержит окаменелостей. Общая мощность слоев достигает 12 м.

Над описанным карьером начинается крупный старый карьер, достигающий по простиранию многих десятков метров; его южный борт образует бурая магматическая порода, вероятно, порфирит, залегающий в виде жилы, мощностью около 4 м. Разработка остановилась у стены, образующей этой жилой.

Над жилой располагается новая толща известняков с тем же падением и простиранием, что и нижележащие слои. В северо-западном конце каменоломни, в самой высокой ее точке, замерено:

Простираие 325° NW
Падение 21° SW.

В этой части карьера известняки несколько более тонкослоисты, но по внешнему виду тождественны ранее описанным.

Следуя далее на юг, вкрест простирания пород, встречаем несколько десятков обнажений известняков, в которых простирание слоев почти не меняется, падение же изменяется два раза с южного на северное. Перечисляем главные обнажения:

V—в 75 м от большого карьера (обнажения IV), слой 0.50 м толщиной. Это обнажение и следующее расположены в направлении 220° SW от северо-западного конца каменоломни.

VI—22 м от V, один слой 0.50 м мощностью.

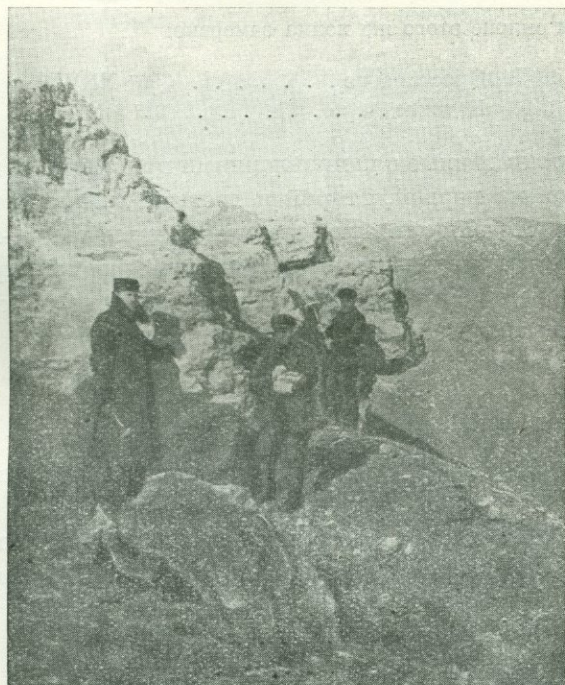
VII—на запад от VI в расстоянии около 30 м.

VIII—вершина второй сопки, в 28 м на юг от VII. У этого обнажения начинается обратное, северо-восточное падение известняков, к сожалению, трудно измеримое.

IX—северный склон третьей сопки; выходы известняков иного строения, чем все ранее описанные: пористые, со множеством трубчатых образований, с неясными следами каких-то окаменелостей, общей мощностью более 5 м. Падение их южное.

X—южный склон третьей сопки—пористые известняки, подобные IX, с плохо выраженной слоистостью, с падением на север, покрывают плотные известняки, на которых измерено:

Простираение 300° NW
Падение 50° NE.



Фиг. 2. Пористые известняки на третьей сопке

XI—восточный склон третьей сопки; пористые известняки, мощностью более 3 м; вся вершина третьей сопки состоит из этих известняков, занимающих, в общем, площадь в 50×200 м.

XII—восточный склон третьей сопки ниже XI; толщина пористых известняков более 2 м (фиг. 2).

Описанные обнажения показывают, что третья сопка представляет собой небольшую синклираль пористых известняков, налегающих на плотные известняки, составляющие вторую и первую сопки. Если сложить обнажения XI и XII, то общая мощность пористых известняков достигнет 6 м. К сожалению, неровная их поверхность не позволяет точно определить их падение и простираение; отметим лишь, что в северных выходах они имеют южное падение, а в южных—северное.

XIII—вершина четвертой сопки, в 130 м от XII; здесь выступают в небольшой каменоломне слои серых, плотных известняков, имеющие:

	внизу	выше
Простираие	295° NW	320° NW
Падение	35° NE	38° NE.

В той же каменоломне, всего в 1 м от предыдущей точки, измерено:

Простираие	320° NW
Падение	52° NE.

На восточном склоне этого же холма замерено:

Простираие	350° NNW
Падение	32° ENE.

Сопоставляя эти данные с направлениями простираия и падения плотных известняков на первой, второй и третьей сопках, можно высказать предположение, что они образуют две синклинали: одну—между первой и второй сопками, а другую—между второй и четвертой, третья же сопка представляет собой обрывок пористых известняков, налегающих на эту вторую синклиналь известняков плотных (см. разрез).

Возможно, однако, что имеется всего одна синклиналь между первой и четвертой сопками.

Переходя на пятую сопку, мы встречаем, видимо, жилы типа диабазов или порфиритов, сохраняющие простираие, параллельное известнякам, и имеющие мощность в несколько метров.

Измерения, произведенные дополнительно на второй сопке, показывают, что тектоника Сардариконда несколько сложнее. На южном склоне ее измерены:

Простираие	298° NW
Падение	22° NE.

На восточном склоне, несколько ниже предыдущего пункта, измерены:

Простираие	254° SW
Падение	46° SE.

На северо-западном склоне:

Простираие	186° SSW
Падение	20° ESE.

Эти измерения указывают на заворот пластов, ибо простираие изменяется от 325° NW до 186° SW.

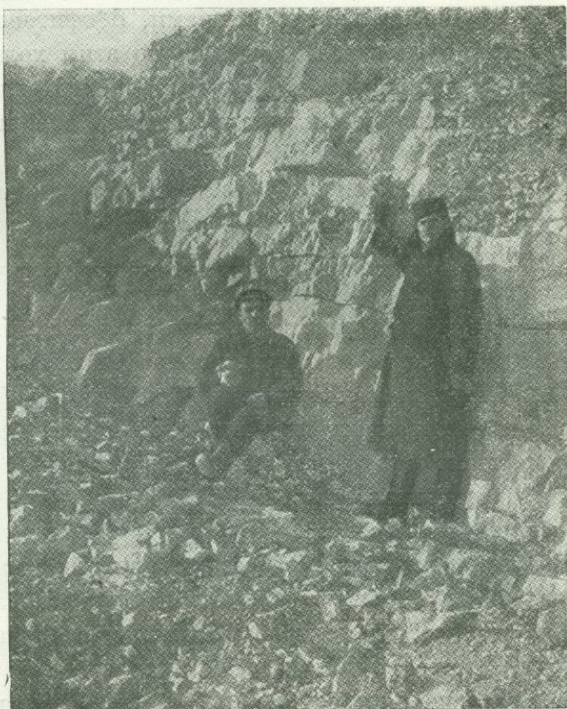
Пятая сопка незаметно сливается с тем хребтом, который возвышается с юга над долиной р. Кочкара. Поднимаясь по склону этого хребта, встречаем сплошные обнажения вулканических пород андезитового типа. На высоте около 300 м они сменяются какой-то светлозеленой мелкозернистой породой. В небольшой балочке, сбегаящей с пятой сопки, в месте ее соеди-

нения с описываемым хребтом, можно также наблюдать разнообразные андезиты, отчасти *in situ*, а отчасти в виде глыб, снесенных со склонов. Известняки, повидимому, окончательно обрываются на пятой сопке.

Упомянутый выше холм Одзиконд («Змеиная гора») обнаруживает строение, аналогичное Сардариконду.

Примерно, на высоте 40 м над уровнем речки Кочкара расположены каменоломни, прорезавшие вкрест простирания толщ тонкослоистых известняков серого цвета (толщина каждого слоя около 20 см). Они имеют:

Простирание 300° NW
Падение 40° NE.



Фиг. 3. Антиклиналь известняков на горе Одзиконд

Общая мощность этих известняков достигает, примерно, 14 м, считая перпендикулярно к поверхности слоев в самой каменоломне. Работы по добыче известняка и в ней остановлены, как и на Сардариконде, у жили порфирита. Однако, выйдя из каменоломни и поднимаясь по склону Одзиконда на север, мы встречаем целый ряд выходов серых известняков, вполне аналогичных известнякам Сардариконда по своему строению. Эти выходы тянутся метров на 30, вплоть до вершины холма, где обнаружена превосходная небольшая антиклиналь известняков (фиг. 3).

Таким образом, мощность всей толщи известняков Одзиконда значительно более 20 м, вероятно, метров до 40.

Поднимаясь по склону этой горы уже выше антиклинали, мы видим сначала несколько выходов известняков, подобных описанным, а затем, на северном склоне, вулканические породы андезитового типа.

Спустившись по северному склону и поднявшись на следующий холм, встречаем опять, до самой его вершины, те же серые известняки.

Видимо, и весь Одзиконд, и этот следующий к северу холм состоят из серых известняков, подобных известнякам Сардариконда.

Перевалив через этот холм и подвигаясь далее на север от Одзиконда попадаем в расщелину между двумя группами холмов: одна группа тянется на северо-запад, другая на северо-восток. Первая представляет собой прекрасно выраженный лавовый поток с различной структурой лав: встречаются породы с крупными вкрапленниками, с офитовой структурой, плотные и пузыристые разности. Поднимаясь по этим холмам около 1 км на северо-запад, мы не нашли никаких других пород. Поток этот тянется, видимо, далеко, постепенно повышаясь и являясь водоразделом между долинами речек Кочкара́ и Памбак-чай.

Другая гряда, начинающаяся за Одзикондом, направляется на северо-восток, господствуя над с. Амамлы. Она состоит из андезитовых пород разнообразной структуры: плотных, без вкрапленников, с крупными вкрапленниками и других.

Возвращаясь к холму Одзиконда, мы находим у его южного и западного подножья в глубоких балках, сбегających по склону, мощные слои делювия, толщиной до 6—7 м. Они состоят из глиноподобной массы и обломков вулканических пород, а в одном случае под ними встречена зеленая порода, напоминающая порфирит.

На основании приведенных данных, нами вычерчен схематический разрез холма Одзиконд (см. фиг. 1).

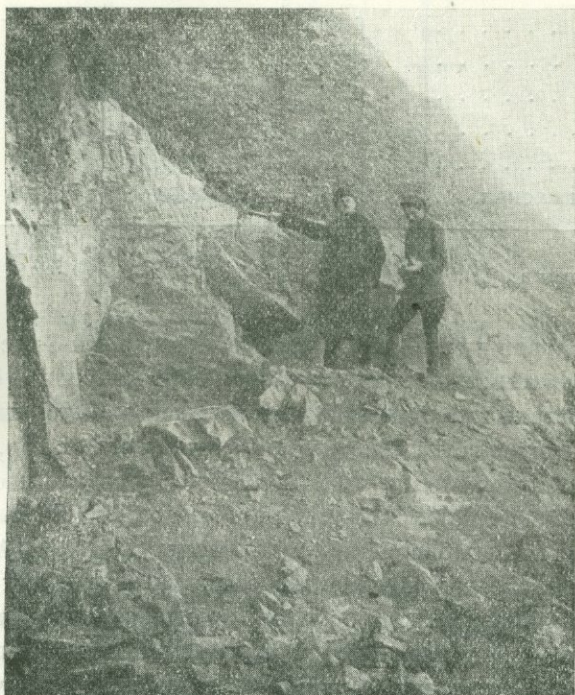
При сравнении этого разреза с разрезом Сардариконда, видно, что серые плотные известняки обеих гор залегают во вполне аналогичных условиях; простираение их в обеих горах в большинстве случаев колеблется от 286° до 325° NW, падение же меняется несколько раз: на Одзиконде 40° на NE, на первой сопке Сардариконда 15° SW, 21° SW на второй 22° NE, на третьей 50° NE, на четвертой 38° и 52° NE.

Мы, вероятно, не ошибемся, представляя себе все эти известняки залегающими в виде ряда складок—антиклиналей и синклиналей—с общим простираением на северо-запад и с различными падениями. Части их между двумя холмами были, вероятно, уничтожены денудацией.

Берега р. Памбак-чай были также вкратце обследованы, с практической целью нахождения запасов глин для портланд-цементного производства в ближайшем соседстве с известняками. При этом был осмотрен ряд обнажений и удалось обнаружить некоторое число линз глиняных пород среди вулканических образований.

Берега эти состоят из туфов и лав, дающих иногда превосходные обнажения. Так, под школой с. Амамлы, против железнодорожного моста,

в береговом обрыве нами изучено интересное обнажение, в основании которого у самой воды лежит черная лава, мощностью до 1.50 м, выше — черный рыхлый туф до 6 м, а еще выше — непостоянной мощности желтовато-серая, рыхлая порода, повидимому, вулканический пепел. Над этим вулканическим комплексом залегает толща галечников из крупных галек (до 20 см в диаметре) различных вулканических пород, мощностью 2—4 м. Наконец, всю толщу венчает глина мощностью до 4 м (фиг. 4).



Фиг. 4. Обнажение туфов под школой села Амамлы

Следя за распространением этой глины, как в указанном обнажении, так и по берегу Памбак-чая и Кочкара, можно убедиться, что она залегает прерывистыми линзами, выклинивающимися на расстоянии десятков метров.

Наконец, были вкратце обследованы по балкам делювиальные отложения вокруг холма Одзиконд. Глин среди них найдено не было.

II. ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ НЕКОТОРЫХ ПОРОД

При исследовании района Амамлы с целью выяснения пригодности его пород для портланд-цементного производства были произведены анализы известняков и глиноподобных продуктов. Ниже мы приводим таблицы этих анализов.

Компоненты	Гора Сардариконд		Гора Одзиконд	
	средние пробы			
	обр. № 79—90 плотных известняков	обр. № 105—108 пористых известняков 3-й сопки	нижней толщи в 7 м	верхней толщи в 6 м
Состав в %				
SiO ₂	6.89	0.91	15.39	7.32
Al ₂ O ₃	0.77	0.07	нет	0.76
Fe ₂ O ₃	0.85	0.76	2.09	1.01
CaO	51.70	55.79	46.00	49.59
MgO	0.14	0.01	0.29	0.25
Потери при прокал. . .	40.15	43.03	35.98	40.21
Сумма	100.50	100.57	99.75	99.14

Из этих анализов видно, что пористые известняки 3-й сопки являются чрезвычайно чистыми; невольно рождается вопрос, в связи с этой чистотой химического состава и пористым строением, не являются ли они известковыми туфами—травертино? Плотные известняки обеих гор, наоборот, являются сильно окремнелыми, что, быть может, следует поставить в связь с наличием магматических жил, их пересекающих (см. выше).

К сожалению, кратковременное пребывание в районе Амамлы не дало возможности исследовать контактные влияния этих жил.

Анализы глиноподобных продуктов, произведенные для той же цели, — определения пригодности для портланд-цемента, дали следующие результаты (см. ниже). Эти «глины» являются чрезвычайно песчаными, богаты известью и особенно железом. Судя по малым суммам анализов, они, видимо, содержат и несколько процентов щелочей. По совокупности цифр можно предполагать в них продукты перемывания вулканических туфов.

Глины из береговых обнажений

Компоненты	Образец № 128	Образец № 158
	Состав в %	
SiO ₂	52.99	56.46
Al ₂ O ₃	13.88	14.14
Fe ₂ O ₃	9.46	11.32
CaO	8.66	4.89
MgO	2.17	2.66
S + SO ₃	0.21	0.24
Потери при прокалив. .	9.88	7.40
Сумма	97.25	97.11

Франции механического анализа

Размеры частиц в мм	Количество частиц в %	
> 2.00 .	1.1	0.1
2—1.00 . .	1.6	0.1
1.0—0.5 . .	9.3	0.2
0.50—0.25 .	18.7	0.7
0.25—0.10 .	14.3	0.9
0.10—0.05 .	19.3	10.5
0.05—0.01 .	11.3	39.5
< 0.01 .	24.4	48.0
С у м м а	100.00	100.00

III. МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Ему были подвергнуты все магматические породы, упомянутые выше, и немногие осадочные. Располагаем описание в порядке обнажений.

Красный туф с дороги Караклис-Амамлы
(7.8 км от Амамлы; обр. № 74)

Эта порода состоит из пористой массы красного и оранжевого стекла, иногда каплевидного, из отдельных кристаллов плагиоклаза и пироксена и из округленных кусочков лавы с темным стеклом и микролитами.

Кристаллы плагиоклаза достигают в длину около 1 мм, двойникованы по альбитовому и другим законам, совершенно свежи, но нередко густо пропитаны стеклом. Лишь немногие из них имеют идиоморфные очертания, большинство — бесформенные обломки.

На разрезах симметрической зоны \perp (010) определены углы погасания до $17\frac{1}{2}^\circ$ ($Ab_{66}An_{34}$)

На разрезах \parallel (010) с довольно надежными спайностями -20° ($Ab_{45}An_{55}$)
 0° $Ab_{71}An_{29}$

Кристаллы авгита менее многочисленны, чем кристаллы плагиоклаза, но столь же бесформенны.

$$n_g : C = 45^\circ$$

$$n_g - n_p = 0.021 \text{ (компенсатор Верек).}$$

Собственная окраска довольно интенсивно зеленая.

Куски темной лавы состоят из темнубурого стекла, микролитов плагиоклаза и кристалликов черной руды. Микролиты неопределимы вследствие ничтожности размеров. В одном обломке лавы встречен

кристаллик полевого шпата длиной в 0.3 мм, но также почти неопределимый вследствие пропитанности стеклом.

Главной составной частью всей породы является *стекло*. Оно окрашено в различные тона желтого и оранжевого цветов, причем между крайними окрасками существуют всевозможные переходы. Оно вообще изотропно и только в наиболее яркооранжевых тонах намечается просвет в проходящем свете. В распределении окраски можно отметить струйчатость, причем яркооранжевые струйки сливаются друг с другом, постепенно переходя в светложелтые. В этой цветной массе рассеяно много мельчайших рудных частичек и невольно возникает вопрос, не образовалась ли оранжевая окраска вследствие растворения последних в массе стекла. В некоторых участках шлифа видно, как рудные частицы скопились в пустотах, окруженных яркооранжевым стеклом.

В одном участке шлифа видны игольчатые кристаллики, образующие звездообразные сrostки, а своей совокупностью — целый войлок. При скрещенных николях в массе стекла обнаруживается большое количество мельчайших, ясно поляризирующих кристаллических точек. Вероятно, это — зачаточные кристаллы полевых шпатов и пироксена.

Местами в стекле много округлых пор.

В нем обильны также пузырьки газа или жидкости, подчиняющиеся в своем распределении флюидальности стекла и образующие как бы потоки.

В тонких струйках стекла эти пузырьки приобретают вытянутую чечевицеобразную форму.

Гора Сардариконд

Порода из выходов у основания горы (обр. № 95)

Она имеет несколько неопределенное, повидимому, жильное залегание и состоит из двух поколений минералов. Преобладает крайне мелкозернистая основная масса, в которой разбросано много вкрапленников плагиоклазов, при полном отсутствии цветных минералов. Среди вторичных продуктов бросается в глаза кальцит.

Вкрапленники плагиоклаза имеют в длину от 1.25 до 3 мм. Определение затрудняется появлением по ним вторичного минерала. Удалось найти только один ориентированный разрез симметрической зоны $\perp (010)$ с погасанием 16° , что может соответствовать составу $Ab_{98}An_2$. Альбитовые двойники различимы на нескольких неделях.

Вторичный минерал развивается в виде пятен с более низкой поляризационной окраской, чем плагиоклаз, врезающихся лапчато в последний и как бы разъедающих его. Остается сомнение в принадлежности его к каолину или какому-то цеолиту.

Основная масса породы состоит из равномерно- и мелкозернистого агрегата зерен, принадлежащих, видимо, полево-му шпату

и к в а р ц у. Полевые шпаты бесформенны и несдвойникованы, почему точное определение их невозможно. Некоторые зерна вытянутой формы, имеют прямое погасание и предположительно могут быть отнесены к ортоклазу. Для сходящегося света они недоступны.

Среди основной массы рассеяны призмочки и зерна э п и д о т а и пятна к а л ь ц и т а. Количество эпидота огромно; некоторые призмочки его представляются точно псевдоморфозами по какому-то исчезнувшему минералу, достигая в длину 0.20—0.25 мм. Наличие этих двух минералов может отчасти говорить в пользу того, что в основной массе имелся плагиоклаз, давший известь для их образования, но возможен принос ее и инфильтрацией. Довольно часто встречаются бесформенные зерна и пластинки р у д ы.

Кроме описанных минералов, в основной массе породы встречаются обильные зерна р у т и л а и пятна х л о р и т а, расчленяющиеся иногда на розетки чешуек. Последний минерал позволяет предполагать в первоначальной породе наличие ныне исчезнувших темных силикатов, или же некоторую железистость стекла.

По совокупности признаков нашу породу можно определить как кератофир или, может быть, альбитофир, лишенный темных силикатов вследствие процессов метаморфизма. Характер этих процессов неясен и возможно, что порода подверглась в поствулканическую фазу перерождению агентами-минерализаторами.

Ж и л а н а д 4 - м о б н а ж е н и е м н а г о р е С а р д а р и к о н д
(обр. № 92)

Под микроскопом—глубоко измененный порфирит, в котором и вкрапленники, и основная масса подверглись сильнейшему перерождению. Первоначальная структура выступает отчетливо лишь с одним нижним николем, при скрещенных же совершенно затушевана новообразованиями.

В к р а п л е н н и к и бывшего плагиоклаза имеют с одним поляризатором идиоморфные контуры; при скрещенных николях они сливаются с окружающим фоном основной массы. По контурам можно угадать наличие различных двойников. При скрещенных николях и при сильных увеличениях кристаллы эти разлагаются на агрегат мельчайших призмочек, поляризующих в серо-синем цвете I порядка. Поляризационной окраской они напоминают цоизит, но показатель преломления их значительно ниже и не превосходит показателя преломления плагиоклаза. Возможно, что это какой-нибудь цеолит. Он развит в виде мелких пластинок с косым погасанием и максимальной серо-белой поляризационной окраской I порядка.

О с н о в н а я м а с с а производит впечатление более свежей. Она состоит из полигональных черных зернышек магнетита, из бесформенных бурых комков лимонита, бесформенных зерен карбоната, лишенных двой-

ников и спайностей, из участков стекла, не реагирующих на поляризованный свет, и из вытянутых тонких кристалликов, видимо, плагиоклаза, завуалированных весьма сильно бурыми окислами железа. Кроме того, тонкая, прозрачная, желтая пелена вуалирует большую часть шлифа, являясь, вероятно, результатом частичного растворения в стекле окислов железа. Даже бывшие вкрапленники плагиоклаза бывают иногда затянuty этой пеленой.

Пустоты породы в одних случаях нацело заполнены мелкозернистой массой карбоната и красно-бурыми полосами железняка. В некоторых случаях зерна карбоната обнаруживают тенденцию к радиально лучистому расположению, в других—заполнение пустот не сплошное и кристаллики карбоната образуют мельчайшие жеоды. В нескольких пустотах наблюдается скопление чешуек хлоритового минерала, имеющих косое погасание и развитых в виде заостренных пластинок с расщепленными концами, буровато-зеленого цвета. Они вполне тождественны тому хлоритовому минералу, который представляет собою продукт расстеклования стекла и неоднократно описывался выше.

На основании минералогического состава и структуры, первоначальную породу можно условно отнести к порфирирам. Глубокий метаморфизм вызвал появление разнообразных вторичных продуктов: карбонаты, хлоритовый минерал, какой-то цеолит и лимонит.

Перерождение имеет характер не поверхностного метаморфизма, а скорее пневматолитического в поствулканическую фазу. Агентами его явились вода (образование хлорита, цеолита и лимонита) и углекислота (карбонат). Степень метаморфизма такова, что от первоначальной породы андезитового типа почти не осталось следов.

Порода пятой сопки горы Сардариконд (обр. № 115)

Она имеет порфиритовый характер и состоит из множества крупных вкрапленников плагиоклаза и основной массы из плагиоклаза же, магнетита, обильного кальцита и хлорита.

Вкрапленники плагиоклаза представлены часто идиоморфными кристаллами, достигающими в длину 2—3 мм. Они сдвойникованы по альбитовому закону, но редко образуют полисинтетические двойники. Нередки пластинки $\parallel (010)$.

На ориентированных разрезах удалось определить следующие углы погасания:

На разрезах $\parallel (010)$:

- | | |
|---------------------|---|
| 1) | — 35° (Ab ₁₇ An ₈₃). |
| 2) зонарный разрез: | |
| ядро | > 40° (Ab ₀ An ₁₀₀) |
| периферия | 37° (Ab ₉ An ₉₁) |

3) зонарный:		
ядро	> 40°	(Ab ₆ An ₁₀₀)
периферия	28°	(Ab ₃₂ An ₆₈)
4) зонарный:		
ядро	35°	(Ab ₁₇ An ₈₃)
периферия	> 40°	(Ab ₀ An ₁₀₀)
5) зонарный:		
ядро	37°	(Ab ₉ An ₉₁)
периферия	31°	(Ab ₂₇ An ₇₃)
На разрезах симметрич. зоны ⊥ (010)	до 35°	(Ab ₃₇ An ₆₃).

Эти плагиоклазы являются одними из самых основных в породах Армении, изученных автором.

Среди вкрапленников имеются и остатки какого-то цветного минерала с намеками на идиоморфизм очертаний, быть может пироксена или амфибола. Он нацело замещен хлоритом, кальцитом и магнетитом, с преобладанием первого. Судя по аномальным синим I порядка поляризационным окраскам, этот хлорит относится к пеннину.

К минералам первого поколения следует, вероятно, отнести квадратные и октаэдрические кристаллики магнетита (достигающие величины 0.5 мм).

Общая сумма вкрапленников весьма значительна и достигает, примерно, 1/3 всей породы, что указывает на продолжительную кристаллизацию в магматическом бассейне и на позднюю эффузию.

Основная масса состоит, как выше указано, из плагиоклаза, магнетита, хлорита и обильного кальцита: хлорит выделился, вероятно, за счет стекла, заполнявшего промежутки между вытянутыми кристалликами плагиоклаза, кальцит же явился, быть может, результатом перекристаллизации отчасти самих плагиоклазов, а отчасти также стекла. Магнетит совершенно свеж.

Перерождение основной массы нашей породы не могло быть поверхностным, ибо тогда ему подверглись бы и кристаллики магнетита. Оно явилось, вероятно, результатом пнейматолита и образование хлорита и кальцита имело место в поствулканическую фазу, в результате действия воды и углекислоты на уже застывшую породу при температурах в несколько десятков или сот градусов.

Микролиты плагиоклазов основной массы имеют следующие размеры и углы погасания:

	Размеры в мм	Углы погасания	Состав
Разрез (010)	0.20—0.30	26°	Ab ₃₆ An ₆₄
Разрезы ⊥ (010)	до 0.50	до 30°	Ab ₄₅ An ₅₅
Разрез (010)	0.25	—33°	Ab ₂₂ An ₇₈
Разрез (010)	0.20—0.25	—27°	Ab ₃₄ An ₆₆

Темных силикатов в основной массе, повидимому, не было совершенно. Магнетит чрезвычайно обилен и его кристаллики имеют в большинстве случаев идиоморфные очертания—кубические и реже октаэдрические. Резкой разницы в размерах кристалликов магнетита не существует и все они, видимо, относятся к одному поколению. Следует отметить, что порода, богатая полевыми шпатами, оказалась богатой и магнетитом, при полном отсутствии железистомагнезиальных силикатов. Остается непонятным, почему метаморфизм, воздействуя на многие составные части породы, не мог повлиять на магнетит и не превратил его в лимонит?

Порода пятой сопки горы Сардариконд (обр. № 120)

Эта оригинальная горная порода представляет собой агрегат зерен карбоната, руды, коричнево-зеленого стекла и кварца.

К а р б о н а т представлен двумя родами зерен: одни имеют в среднем диаметр=0.2 мм, а другие—диаметр=сотым долям миллиметра. Последние лишены двойников и спайностей и составляют компактную массу, первые вкраплены отдельными островками, сдвойникованы по ромбоэдру и иногда окружены ореолами из зерен магнетита. Одно подобное зерно достигает в длину 1.5 мм.

Р у д а представлена также мелкими зернышками, редко полигональными, обычно несколько округленными.

С т е к л о подверглось энергичному расстеклованию с образованием чешуек хлоритового минерала, ряда к л и н о х л о р а. Количество этих скоплений весьма велико, и создается впечатление, что известняк был весь пропитан стеклом. Видимо, проникновение его в известковый ил происходило до затвердения последнего. Как видно из выше приведенного описания, магматические породы горы Сардариконд представлены отчасти пластовыми жилами кератофира и порфирита; вероятно, они вылились на известковый ил и пропитали его своей массой.

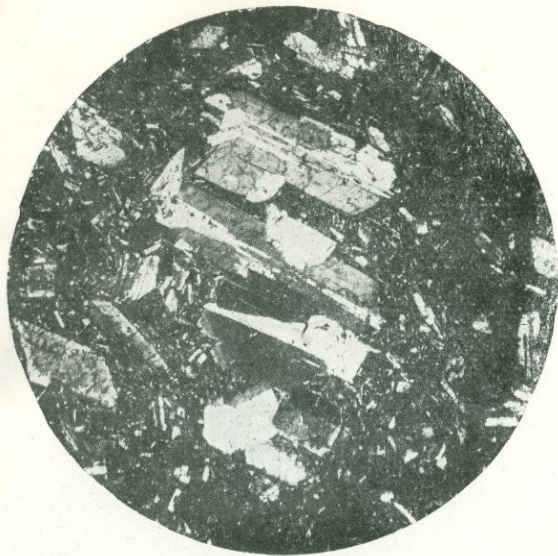
Последней составной частью породы являются зерна к в а р ц а, рассеянные в отдельных участках.

Породы ложка, расположенного к югу от горы Сардариконд

Метаморфизованный порфирит (обр. № 122)

Эта глубоко измененная порода состоит из мелкозернистой массы карбоната, магнетита, кварца и хлорита и остатков плагиоклаза.

Зерна к а р б о н а т а, величиной в сотые доли миллиметра, имеют очень часто форму удлиненных пластинок и в нескольких случаях образуют настоящие псевдоморфозы по плагиоклазу. В других случаях уцелела часть кристалла плагиоклаза и псевдоморфоза неполная. Таким образом, карбонат является продуктом перерождения плагиоклаза, вероятно, в поствулканическую фазу.

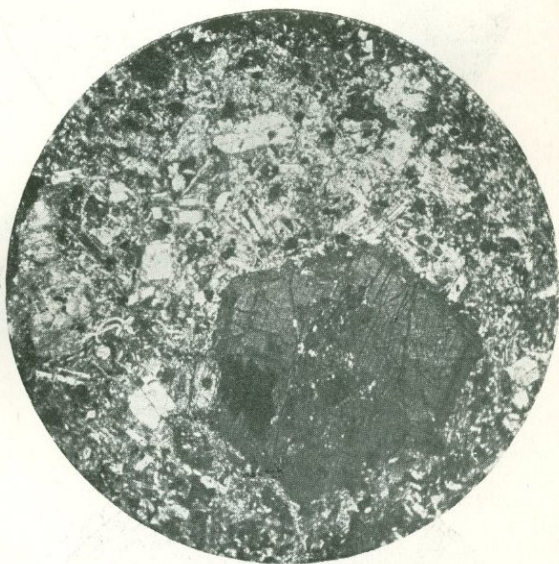


Фиг. 4. Порфирит 5-й сопки г. Сардариконд.
Вкрапленники плагиоклаза и основная масса
с кальцитом.

(Обр. № 115, $\times 16$)

Фиг. 2. Авгито-слюдавый андезит горы над
Сардарикондом. Вкрапленники пироксена
и плагиоклаза и основная масса.

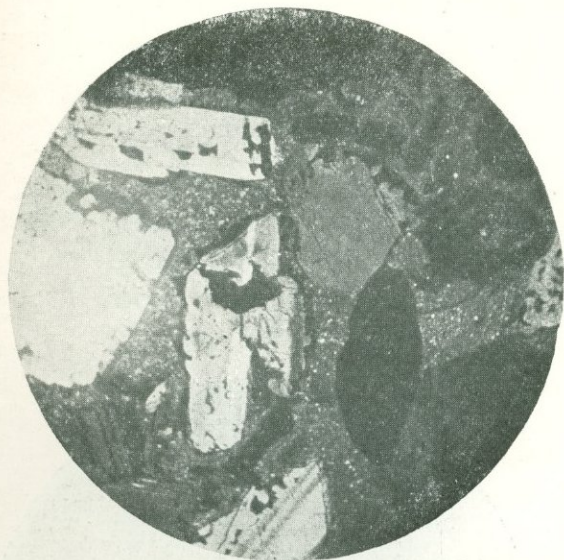
(Обр. № 116, $\times 40$)



Фиг. 3. Черный туф береговых обнажений.
Вкрапленники плагиоклаза
и пироксена и бурое стекло.

(Обр. № 124, $\times 40$)





Фиг. 1. Туфоид береговых обнажений. Плаггиоклазы, пироксены, куски лавы и карбонат «основной массы».

(Обр. № 127, $\times 40$)

Фиг. 2. Порода лавового потока NW от г. Одзиконд. Пироксен, призмы плаггиоклаза, признаки офитовой структуры.

(Обр. № 149, $\times 16$)



Фиг. 3. Порода лавового потока NW от г. Одзиконд. Пироксен, призмы плаггиоклаза, признаки офитовой структуры и обильный хлорит.

(Обр. № 151, $\times 40$)



Наравне с карбонатизированными зернами имеются и свежие зерна плагиоклаза с альбитовыми двойниками, но их немного. Определения их не удалось произвести за отсутствием ориентированных разрезов. В некоторых случаях микролиты плагиоклаза образуют нечто вроде потоков.

Магнетит представлен множеством зерен, часто с идиоморфными очертаниями кубов и октаэдров, величиной до 0.25 мм. Они совершенно свежи, что указывает на неповерхностный характер метаморфизма породы, при котором подверглись бы изменению все составные части ее, в том числе и магнетит. Это еще раз подтверждает вероятность поствулканического перерождения плагиоклазов.

Хлоритовый минерал распределен в породе неравномерно; он сосредоточен в отдельных участках ее в виде весьма мелких чешуек, поляризующих до оранжево-красных тонов I порядка, прямо гаснущих и плеохроирующих в очень светлых зеленых тонах. Повидимому, это — какая-то разновидность клинохлора.

Наравне с этим нормальным хлоритом в породе встречаются пластинки, плеохроирующие в слегка буроватых тонах и поляризующие до зеленых тонов II порядка. Они тождественны неоднократно описанным выше продуктам расстеклования стекла. В данном случае оба хлоритовых минерала явились также, вероятно, продуктом подобного расстеклования.

Последним минералом породы является кварц, в виде небольшого числа зерен округленной формы, отчасти, быть может, заполняющих мелкие пустотки. В последнем случае он также мог быть продуктом поствулканической фазы.

По совокупности данных породу можно определить, как метаморфизованный порфирит или андезит, состоявший первоначально из плагиоклаза и вулканического стекла, но перерожденный при поствулканических процессах в агрегат вторичных минералов.

Пироксеновый андезит (обр. № 123)

Порода состоит из крупных вкрапленников пироксена, более мелких и менее многочисленных вкрапленников плагиоклаза и из основной массы из микролитов плагиоклаза, пироксена, большого количества магнетита и расстеклованного стекла.

Вкрапленники диопсида характеризуются крупными размерами от 1 до 4 мм. Они подверглись сильному влиянию еще жидкого стекла, которое вплавилось в их края и образовало кайму на всей периферии кристаллов. Стекло проникало, повидимому, по трещинам спайности, а, может быть, и по трещинам остывания. Вместе со стеклом к пироксену прилипли мелкие кристаллики магнетита. Остается впечатление, что за счет расстеклования стекла образовался частично кальцит.

Ориентированные разрезы позволяют определить знак $+$, положение плоскости оптических осей \parallel следу грани (010), симметричное по отношению к углу призматической спайности

$$\begin{aligned} n_g - n_p &> 0.023 \\ n_g : C &= 38^\circ. \end{aligned}$$

Вкрапленники плагиоклаза достигают в длину только 0.5 мм. На трех разрезах \parallel (010) погасание определено $= 30^\circ$, что дает состав $Ab_{29} An_{71}$.

Основная масса состоит из мелких призмочек плагиоклаза, весьма обильного магнетита, обильного хлорита и карбоната. Поражает присутствие небольшого количества пластинок биотита.

Микролиты плагиоклаза по своим размерам связаны с вкрапленниками переходами. Они развиты в виде столбиков с альбитовыми двойниками и в виде пластинок \parallel (010). По составу они несколько кислее вкрапленников, но встречаются и очень близкие к ним.

На разрезах \parallel (010) погасания определены:

28°	($Ab_{32} An_{68}$)
24°	($Ab_{39} An_{61}$)
12°	($Ab_{55} An_{45}$)
32°	($Ab_{25} An_{75}$)

(этот кристаллик по размерам уже приближается к вкрапленникам).

На разрезах симметрической зоны \perp (010):

до 32°	($Ab_{42} An_{58}$)
--------	-------	-----------------------

Следует отметить этот почти непрерывный ряд процентного содержания анортитовой частицы от 45 до 75% в связи с переходами в размерах между вкрапленниками и микролитами. Повидимому, после выделения пироксенов, кристаллизация магмы происходила равномерно, но уже была как-то связана с процессом эффузии.

Магнетит представлен обильными черными зернами, часто идиоморфными—октаэдрическими и кубическими. Чрезвычайно много калцита в виде бесформенных зерен, которые иногда появляются за счет микролитов плагиоклаза, а иногда, видимо, за счет стекла.

Биотит оставляет некоторое сомнение, ибо многие пластинки его лишены спайности. Видимо, это все-таки биотит, так как иногда спайности отчетливы, наблюдается прямое погасание, плеохроизм от красновато-коричневых до желтоватых тонов, поляризационные окраски конца II порядка, т. е. $n_g - n_p > 0.035$. Некоторые из этих пластинок тесно связаны с магнетитом, другие окружены хлоритом.

Клинохлор представлен скоплениями чешуек, иногда в виде сферолитов. Высшие его поляризационные окраски бело-желтые I порядка, т. е. $n_g - n_p = 0.010 - 0.011$, погасание прямое, плеохроизм от светлозеленых

до желтых тонов. Количество его весьма велико и он, несомненно, появился за счет стекла, так как образует часто общий фон, в который вкраплены свежие кристаллики плагиоклаза и магнетита. В одном месте он смешан с зернами кальцита, что говорит за образование последнего также за счет стекла, в другом видно чрезвычайно тесное скопление клинохлора, магнетита и микролитов полевого шпата.

Кальцит и хлорит указывают на поствулканический характер перерождения породы. †

Порода является пироксеновым андезитом, подвергшимся сильному влиянию поствулканических процессов, переродивших стекло и отчасти плагиоклазы.

Породы горы над Сардарикондом

Авгито-слюдяный андезит (обр. № 116)

Порода представляет собой прекрасный авгито-слюдяный андезит, состоящий из обильных крупных вкрапленников авгита, более редких плагиоклаза, мелких пластинок биотита и основной массы из плагиоклаза, пироксена и магнетита.

Вкрапленники авгита достигают 1.5—4.00 мм в длину и иногда идиоморфны. Оптический знак +, положение плоскости оптических осей $\parallel (010)$

$$\left. \begin{array}{l} n_g : c = 45 \\ n_g - n_p = 0.0185 (1) \\ n_g - n_m = 0.014 \end{array} \right\} \text{(компенсатор Ветек).}$$

Некоторые неделимые подверглись ресорпции: у них имеется бахромчатая кайма, в которую врезаются мелкие кристаллики магнетита. Повидимому, готовые кристаллы авгита были оплавлены еще жидкою магмою, причем имели место какие-то токи, которые и принесли кристаллики магнетита, ранее выделившиеся.

Кроме каемок оплавления, у некоторых кристаллов авгита имеется наружная кайма с иным затемнением, чем ядро. Обыкновенно она темнее окрашена, а в одном случае имеется яркозеленая каемка, неплеохроичная, низко поляризующая, напоминающая разрез амфибола \perp оптической оси.

Вкрапленники плагиоклаза достигают в среднем только 1 мм в длину, при ширине в десятые доли миллиметра. Они в некоторых случаях окружают вкрапленники пироксена, приспособляясь к их контурам, что указывает на более позднюю их кристаллизацию. Большинство разрезов представляет собой неполисинтетические двойники, но есть и несколько полисинтетических. Ориентированных нашлось очень мало.

На нескольких разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ погасание = 34° , что соответствует составу $Ab_{29} An_{61}$.

Кристаллы плагиоклаза имеют неровные контуры и выглядят сильно разведенными; они пересечены трещинками и содержат включения кальцита.

Плагиоклазы основной массы связаны, в смысле размеров, постепенными переходами с вкрапленниками. Они, к сожалению, неопределимы вследствие разведенности карбонатом. Много пластинок || (010.)

Кроме плагиоклаза, в основной массе встречается множество пластинок биотита и призмочек, иногда идиоморфных, авгита, длиной 0.10—0.20 мм. Пластины биотита подчиняются в своих контурах плагиоклазу, что указывает на позднее их образование, вероятно, в поствулканическую фазу, что было бы естественно для минерала, содержащего гидроксил. Иногда они окружены зеленой каймой хлорита. Обильные идиоморфные кристаллики магнетита тесно связаны с биотитом.

В шлифе имеется несколько оригинальных образований в виде сетки с петлями, заполненными мелкозернистым агрегатом кварца и карбоната: они напоминают оливин в стадии полного перерождения. Длина их до 7, а ширина до 2 мм. Канальцы обрамлены черными зернышками руды и рядами мелких зернышек карбоната.

Мелкозернистая масса состоит из следующих минералов:

1. Из зерен карбоната, лишенных спайностей и двойников. Они обнаруживают иногда двусную фигуру с заметным расхождением гипербол, что позволяет предполагать аргонит. Это было бы хорошей иллюстрацией деятельности горячих вод при метаморфизме породы.

2. Из зерен магнетита, диаметром в тысячные доли миллиметра, иногда с идиоморфными очертаниями, расположенных полосами.

3. Из зерен кварца диаметром в сотые доли миллиметра.

4. Два участка заполнены пластинками волокнистого минерала. Они обнаруживают плеохроизм от светлозеленого до почти бесцветного, прямое погасание, поляризационные окраски до зелено-желтых II порядка. Повидимому, они принадлежат клинохлору, но тесно связаны с остатками биотита, чем и вызваны слишком высокие для хлорита поляризационные окраски. Одно из этих скоплений окружено каймой мелких зернышек магнетита. В другом целый войлок из волокон хлорита связан непосредственно с биотитом. Остается впечатление, что эти скопления хлоритового минерала отчасти чужды кристаллу псевдооливина и представляют собой, быть может, результат изменения биотита, появившегося в породе в поствулканическую фазу.

Парагенезис описанных минералов—кварц, карбонат, магнетит и хлорит—говорит отчасти за псевдоморфозу по оливину. Самое появление оливина в нашей андезитовой породе, быть может, следует объяснить чуждым включением, которое было обработано в поствулканическую

фазу агентами-минерализаторами. В пользу псевдоморфозы именно по оливину говорит также сетчатая структура и расположение кристалликов магнетита по каналам.

Химический анализ андезита № 116 с горы над Сардарикондом

Валовой анализ (в %)

SiO ₂	42.57
TiO ₂	1.25
Al ₂ O ₃	18.64
Fe ₂ O ₃	3.26
FeO	5.39
CaO	14.01
MgO	6.19
K ₂ O	1.01
Na ₂ O	2.23
H ₂ O > 110°	5.45
H ₂ O < 110°	0.78

Сумма 100.78

Перечисление по методу Левинсон-Лессинга

Компоненты	Анализ, лишенный H ₂ O и перечисленный на 100%	Молекулярные количества
SiO ₂	45.02	0.745
TiO ₂	1.32	0.016
Al ₂ O ₃	19.71	0.193
Fe ₂ O ₃	3.45	0.022
FeO	5.70	0.079
CaO	14.82	0.264
MgO	6.55	0.162
K ₂ O	1.07	0.011
Na ₂ O	2.36	0.038
Сумма	100.00	1.530

Магматическая формула: 3.54 \overline{RO}_2 : R₂O₃ : 2.58 \overline{RO} :

$\alpha = 1.27$;

R₂O : RO = 1 : 10.30

Перечисление по методу Озанна

Компоненты	Валовой анализ, лишенный H ₂ O, все Fe в FeO (в %)	Перечисленный на 100%	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	42.57	45.18	0.748	47.98
TiO ₂	1.25	1.33	0.017	1.09
Al ₂ O ₃	18.64	19.78	0.194	12.44
FeO	8.32	8.83	0.123	7.89
CaO	14.01	14.87	0.265	16.99
MgO	6.19	6.57	0.163	10.46
K ₂ O	1.01	1.07	0.011	0.71
Na ₂ O	2.23	2.37	0.038	2.44
Сумма	94.22	100.00	1.559	100.00

$S = 49.07$
 $\left. \begin{array}{l} 12.44 \\ -3.15 = A \\ \hline 9.29 = C \end{array} \right\}$
 $\left. \begin{array}{l} 16.99 \\ -9.29 = C \\ \hline 7.70 \end{array} \right\} 26.05 = F$
 $A = 3.15$

Формула породы: S_{49.07} A_{3.15} C_{9.29} F_{26.05}

Проверка: S + 2A + 2C + F = 49.07 + 6.30 + 18.58 + 26.05 = 100

Проекционные количества: a_{1.64} c_{1.83} f_{13.53}; a + c + f = 20; n = 7.75

Перечисление по методу Niggli

Компоненты	Молекулярные количества	Молекулярные количества для вычисления чисел Niggli	Числа Niggli
SiO ₂	0.745	SiO ₂ =745	Si=94.17
TiO ₂	0.016		
Al ₂ O ₃	0.193	Al ₂ O ₃ =193	al=24.40
Fe ₂ O ₃	0.022	FeO+MgO=285	fm=36.03
FeO	0.079		
CaO	0.264	CaO=264	c=33.38
MgO	0.162		
K ₂ O	0.011		
Na ₂ O	0.038	K ₂ O + Na ₂ O=49	alk= 6.19

$$\frac{c}{fm} = 0.93, K = 0.22; mg = 0.57$$

$$Si' = 4 alk + 100 = 24.76 + 100 = 124.76; qZ = - 30.59$$

Вычисление весовых количеств минералов

Компоненты	Молекулярные количества	Титанит	Магнетит	Биотит	Альбит	Анортит	Пироксен	Оливин
SiO ₂	0.745	0.016		0.033	0.228	0.228	0.150	0.090
TiO ₂	0.016	0.016						
Al ₂ O ₃	0.193			0.011	0.038	0.114	0.030	
Fe ₂ O ₃	0.022		0.022					
FeO	0.079		0.022	0.011			0.006	0.040
CaO	0.264	0.016				0.114	0.134	
MgO	0.162			0.011			0.010	0.141
K ₂ O	0.011			0.011				
Na ₂ O	0.038				0.038			
Сумма	1.530	0.048	0.044	0.077	0.304	0.456	0.330	0.271

Плагиоклаз по микроскопическим данным = Ab₃₉An₆₁ = Ab₄₀An₆₀ = Ab₂An₃

Весовые % минералов	
Титанит	3.15
Магнетит	5.10
Биотит	5.39
Альбит	20.01
Анортит	31.82
Пироксен	20.48
Оливин	13.96
	99.91

} Plg=51.83

Структура нашего андезита, сильно затушеванная вторичными процессами, видимо, была гиалопилитовой.

Авгитовый андезит (обр. № 117)

Эта порода чрезвычайно напоминает предыдущую: вкрапленники авгита и плагиоклаза заключены в основной массе из плагиоклаза же, видимо, пироксена, магнетита и расстеклованного стекла. Однако, структура не гиалопилитовая, а хорошо выраженная интерсертальная.

Вкрапленники авгита представлены менее крупными неделимыми, с диаметром от 0.5 до 1.5 мм, иногда идиоморфными. В них имеются сильные втеки желтого расстеклованного стекла.

Оптический знак отчетливо положительный. 2V средней величины, ибо гиперболы остаются на разрезе ⊥ острой биссектрисе на самом краю поля зрения; погасание на этом разрезе прямое, а на разрезе ⊥ тупой биссектрисе=181/2°. Собственная окраска светлозеленоватая.

$$n_m - n_p = 0.0042 \text{ (компенсатор Berek)}$$

Кристаллы авгита нередко пересечены обильными трещинками, заполненными стеклом, превращенным в агрегат чешуек хлоритового минерала. Последние образуют местами сферолиты. Любопытно, что спайность пироксена продолжается внутрь этих агрегатов, указывая, повидимому, тот путь, по которому шло сначала проникновение стекла, а потом его расстеклование, имевшее место, вероятно, в поствулканическую фазу. Некоторые кристаллы авгита окружены каймой расстеклованного стекла, причем чешуйки хлорита расположены \perp к его краю. В общем, вкрапленников пироксена меньше, чем вкрапленников плагиоклаза.

Вкрапленники плагиоклаза имеют непостоянные размеры и существуют все переходы между ними и микролитами. Максимальный размер 1.00 мм. Они развиты в виде альбитовых двойников и зонарных разрезов \parallel (010). На последних определены углы погасания:

1) ядро	18° (Ab ₄₈ An ₅₂)
периферия	4° (Ab ₆₆ An ₃₄)
2) ядро	30° (Ab ₂₉ An ₇₁)
периферия	4 ⁰¹ / ₂ (Ab ₆₅ An ₃₅)
3) ядро	38° (Ab ₀ An ₁₀₀)
узкая периферическая каемка	8° (Ab ₆₃ An ₄₀)
4) ядро	11° (Ab ₅₇ An ₄₃)
периферия	2° (Ab ₆₈ An ₃₂)

Основная масса состоит из плагиоклаза, пироксена, магнетита и обильного расстеклованного стекла, превращенного в хлоритовый минерал.

Микролиты плагиоклаза, как сказано, связаны, в смысле размеров, переходами с вкрапленниками. Погасания определены на разрезах \parallel (010):

1)	21° (Ab ₄₃ An ₅₇)
2)	17 ¹ / ₂ ° (Ab ₄₈ An ₅₂)
3) зонарный разрез:	
ядро	29° (Ab ₃₁ An ₆₉)
периферия	19° (Ab ₄₆ An ₅₄)

Обильные кристаллики магнетита почти всегда идиоморфны и имеют то октаэдрическую, то кубическую форму.

Бурое стекло сильно расстекловано. По нему образовался хлоритовый минерал, в виде чешуек, и другой—в виде удлиненных пластинок, плеохроирующих от коричневого до желтого цвета, с прямым погасанием и с поляризационными окрасками до зеленых II порядка. Он образуется как в сплошных скоплениях стекла, так и в жилках последнего, пересекающих вкрапленники. По своим свойствам он близок к биотиту, но для полного диагноза нехватает данных.



Фиг. 1. Порода лавового потока NW от г. Одзиконд.
(Обр. № 151, $\times 40$)



Фиг. 2. Андезит холмов N от г. Одзиконд.
Вкрапленники плагиоклаза и основная масса.
(Обр. № 156, $\times 40$)

В общих скоплениях с этими минералами находится большое количество зерен карбоната. Их появление связано, вероятно, также с расстеклованием стекла и происходило в поствулканическую фазу.

Пироксен в основной массе встречается, видимо, очень редко и подвергся сильному изменению. Структура основной массы интерсертальная.

Породы береговых обнажений у с. Амамлы

Черный туф из обнажения против железнодорожного моста (обр. № 124)

Порода имеет неоднородное строение. Во вкрапленниках—кристаллы плагиоклаза, сдвойникованные и зонарные, и более мелкие—пироксена. Основная масса из очень темного вулканического стекла с пепельной структурой и с очень мелкими кристаллическими точками. Встречаются и обломки лавы, состоящие из флюидально расположенных микролитов плагиоклаза и почти черного стекла. В общем, типичный вулканический пепел.

Вкрапленники плагиоклаза достигают в длину максимум 1.5 мм и представлены то хорошо образованными кристаллами, то обломками, что также придает породе туфовидную внешность.

На разрезах $\parallel (010)$ определены погасания:

1) ядро	-12° ($Ab_{55}An_{45}$)
внутренняя зона	-10° ($Ab_{58}An_{42}$)
средняя зона	-6° ($Ab_{63}An_{37}$)
периферия	-5° ($Ab_{64}An_{36}$)
2) ядро	0° ($Ab_{71}An_{29}$)
периферия	1° ($Ab_{70}An_{30}$)

На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ до $5\frac{1}{2}$ ($Ab_{76}An_{24}$)

Здесь мы имеем, следовательно, более кислые плагиоклазы, чем в ранее описанных породах. Подобный состав их хорошо соответствовал бы дацитовым магмам.

Пироксены представлены исключительно обломками. Они имеют оптический знак +, собственную окраску зеленоватую.

$$n_g : C = 1) 38^\circ; 2) 40^\circ$$

$$n_g - n_p > 0.025$$

Повидимому, эти разрезы принадлежат диопсиду.

Магнетит представлен обильными квадратными зернами; в одно из них врезается идиоморфный кристаллик плагиоклаза, что указывает на позднюю кристаллизацию магнетита. Имеются и гексагональные таблички гематита, стальносерые в отраженном свете.

Основная масса характеризуется темной коричневой окраской и обломочным строением. Форма отдельных кусочков самая разнообразная: округлые и продолговатые капли, остроугольные, вильчато-разветвленные и лапиллиобразные обломки. Все стекло обладает жилковатым строением, обусловленным чередованием бурых и более светлых полосок. Само по себе оно почти изотропно, но в нем встречаются слабополяризующие участки и пластинки. Эти кристаллические точки появляются, главным образом, по стенкам весьма многочисленных пор и пустот. Некоторые из них вытянутой, призматической формы и с поляризационной окраской белой I порядка, принадлежат, быть может, полевым шпатам. Другие поляризуют в желтом цвете I порядка.

В некоторых участках стекло имеет превосходную флюиальность, которой следуют в своем расположении поры и пузырьки жидкости.

Включения лавы относятся к нескольким типам:

1. Одно из них состоит из огромного количества черных зерен руды и вытянутых микролитов плагиоклаза. Это—настоящая плагиоклазомагнетитовая эффузивная порода. Плагиоклазы несколько изменены, но вторичный продукт по ним трудно определим, вследствие зернистого строения. Не исключается цеолитизация.

2. Другое включение представляет собою сильно пористую лаву из бурого стекла, микролитов плагиоклаза вытянутой формы и небольшого количества магнетита.

3. Третий осколок состоит из полевошпатового фона в виде мельчайших неделимых, вуалируемых вулканическим стеклом, и рассеянных в нем зерен магнетита.

4. Четвертый осколок состоит из густого войлока микролитов полевого шпата, пропитанного бурым стеклом в виде мелких комочков, и из мелких зернышек руды.

Четыре описанные включения, видимо, родственны друг другу.

5. Особняком стоит пятое, состоящее из каолинизированного полевого шпата в гранофировом прорастании с кварцем; полевой шпат является, видимо, ортоклазом, в него включены зерна магнетита, по краям подвергшиеся лимонитизации. Это, повидимому, гранофир, оторванный от стенки трещины при выбрасывании пепла (см. выше—гора Сардариконд).

Выходы на берегу под школой (обр. № 127)

Порода эта оказывается под микроскопом превосходным туфоидом, состоящим из крупных кристаллов плагиоклаза, их обломков, из целых и обломанных кристаллов пироксена, кусков лавы разнообразной формы и крупных зерен карбоната, заполняющих промежутки между остальными составными частями и вплотную примыкающих друг к другу.

Кристаллы плагиоклаза и их обломки. Они обладают иногда частичным идиоомфизмом и часто проникнуты стеклом, которое червеобразно врезается в оплавленные края.

На разрезах $\parallel (010)$ определены следующие углы погасания:

- | | |
|--|--|
| 1) на хорошем зонарном разрезе с двумя спайностями: | |
| периферия | 2° (Ab ₆₅ An ₃₂) |
| ядро | 7° (Ab ₆₂ An ₃₈) |
| 2) на разрезе без спайностей, но идиоморфном | 7° (Ab ₆₂ An ₃₈) |
| 3) на подобном же | 8° (Ab ₆₀ An ₄₀) |
| 4) » » » | — 12° (Ab ₅₅ An ₄₅) |

Кристаллы пироксена представлены иногда идиоморфными неделимыми октогональной формы с призматической спайностью. Собственная окраска их зеленоватобурая

$$n_g : C = 43^\circ$$

Они принадлежат, видимо, авгиту.

Некоторые кристаллы пироксена плотно слеплены с кристалликами магнетита.

Часты обрывки коричневого стекла. При слабых увеличениях оно почти изотропно, но при сильных—просвечивают микролиты полевых шпатов субмикроскопических размеров. Вкраплены в нем и отдельные кристаллики пироксена и магнетита.

Куски лавы представлены хорошо нам знакомыми микролитовыми авгитовыми андезитами, состоящими из мелких вкрапленников авгита и плагиоклаза, субмикроскопических микролитов плагиоклаза и бурого стекла. Много также кристалликов магнетита, приближающихся по размерам к самым мелким вкрапленникам плагиоклаза. Последние достигают в длину 0.30—0.40 мм.

- | | |
|---|---|
| Погасание на одном разрезе $\parallel (010)$ | 15° (Ab ₅₂ An ₄₈) |
| » на разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ | до 11° (Ab ₇₂ An ₂₈) |

Многие вкрапленники плагиоклаза подверглись сильной карбонатизации. Они имеют иногда узкую, сильно вытянутую форму. В одном случае во вкрапленник плагиоклаза врезается пироксен, что указывает на более позднюю кристаллизацию первого.

Микролиты основной массы образуют иногда неотчетливые потоки среди бурого стекла, которое количественно значительно преобладает и сильно их вуалирует. В некоторых кусках лавы основная масса состоит почти из одного темнобурого или черного стекла, в котором и плавают вкрапленники плагиоклаза и пироксена. Стекло вполне изотропно.

Зерна карбоната, как выше указано, цементируют остальные составные части. Их максимальный размер = 1.5—2.0 мм, но местами они значительно мельче и тесно смешаны с лапиллиобразными обломками стекла. Некоторые из них обладают отчетливыми спайностями по ромбоэдру, но лишены двойников. Другие имеют призматическую спайность, по отношению к которой гаснут прямо, и в сходящемся свете обнаружи-

вают отчетливую двуосность. На основании этих данных приходится предположить наличие и арагонита, и кальцита. Арагонит обязан своим появлением, вероятно, деятельности горячих источников.

Горные породы горы Одзиконд

Порода из балки у южного подножья горы Одзиконд (обр. № 130)

Эта мраморовидная порода состоит из преобладающей мелкозернистой массы карбоната с диаметром зерен в среднем $=0.01-0.02$ мм, в которую вкраплены одиночные зерна с диаметром $=0.25$ мм. У этих более крупных зерен намечены иногда двойники по ромбоэдру.

Кроме карбоната, в породе разбросано небольшое количество кубических кристалликов магнетита, частично превратившегося в лимонит, и много зеленых полосок хлоритового минерала. В одном участке намечилось слегка слоистое расположение зерен кальцита.

Порода представляет собою, вероятно, известковый ил, смешанный с вулканическим стеклом, в дальнейшем превращенным в хлорит. Это указывает на одновременность отложения известняков с извержением вулканического пепла.

Порода с северного склона горы Одзиконд (обр. № 148)

Эта порода имеет два ясно выраженных поколения минералов. Во вкрапленниках—крупные, сильно измененные полевые шпаты и хлоритизированные кристаллы биотита или амфибола, а в основной массе—преобладающий полевой шпат.

Вкрапленники полевого шпата, как сказано, сильно изменены, но все-таки позволяют узнать плагиоклазы, ибо местами хорошо сохранились альбитовые двойники, а в одном случае—периклиновые.

На нескольких разрезах $\parallel (010)$ погасание 0° ($Ab_{71}An_{29}$)
 На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ до 13° ($Ab_{70}An_{30}$)

Изменение их заключается в следующем.

По ним появилось множество пластинок серицита, пятен кальцита и местами, повидимому, каолина в виде низкополяризующих участков. Пластины серицита местами расположены в виде розеток, в большинстве же случаев рассеяны равномерно по полевым шпатам; в одном случае они располагаются полосками, параллельными друг другу и пересекающимися трещины спайности. Эта система полосок встречается с узкой полоской кальцита, с которой она, видимо, генетически связана, ибо пластинки серицита обрываются у нее и становятся в положение, параллельное ей. Создается впечатление, что серицит и кальцит являются минералами, образовавшимися в поствулканическую фазу.

Размеры описанных вкрапленников колеблются в пределах 1—2 мм

По цветному минералу вкрапленников образовались псевдоморфозы хлорита и кальцита. Первый, судя по желтым поляризационным окраскам I порядка, по прямому погасанию и по плеохроизму в светло-зеленоватых тонах, относится к клинохлору. Местами появляется бурая разновидность хлоритового минерала, которую мы неоднократно описывали выше. Местами, среди агрегата вторичных минералов видны остатки какого-то бурого плеохроичного минерала, но без спайности по базису. В других псевдоморфозах видны идиоморфные свежие кристаллики магнетита, а на периферии—обильные бурые окислы железа. Подобный парагенезис минералов—обильный кальцит, хлорит, лимонит—говорит также за поствулканическое перерождение, причем первоначальным минералом, была, вероятно, бурая роговая обманка.

Основная масса состоит из преобладающего полевого шпата, зерен магнетита и мелких бурых пластиночек, видимо, биотита. Обильны и пластинки хлоритового минерала, образовавшиеся, вероятно, за счет расстеклования стекла. Полевые шпаты испещрены какими-то низко поляризующими точечками, быть может, каолина, и трудно определимы. Встречается немного зерен кварца.

Описанная порода представляет собою, следовательно, амфиболый андезит, подвергшийся глубокому перерождению под влиянием поствулканических агентов.

Породы лавового потока к северо-западу от горы Одзиконд

Нижняя часть (обр. № 149)

Эта интересная порода состоит из вытянутых крупных кристаллов плагиоклаза, приспособляющихся к их контурам кристаллов пироксена, магнетита и заполняющего промежутки между ними стекла, превратившегося в хлорит. Структура, следовательно, офитовая. Довольно много пустот, в которые вдаются идиоморфными контурами кристаллы плагиоклаза и не идиоморфными—пироксена.

Кристаллы плагиоклаза,—вытянутые и крупные, достигающие в длину в среднем 1.25 мм. Они образуют двойники по альбитовому закону, редко полисинтетические, и содержат обильные включения вулканического стекла; это обстоятельство и пластинки серицита, развившиеся по плагиоклазу, сильно затрудняют определение углов погасания:

На нескольких разрезах $\parallel (010)$ определено:

- | | |
|----------------------------------|--|
| 1) для ядра | $12\frac{1^\circ}{2}$ ($Ab_{55}An_{45}$) |
| » периферии | 0° ($Ab_{71}An_{29}$) |
| 2) для каймы | 1° ($Ab_{70}An_{30}$) |
| » средней зоны | $7\frac{1^\circ}{2}$ ($Ab_{61}An_{39}$) |
| » ядра | $15\frac{1^\circ}{2}$ ($Ab_{51}An_{49}$) |
| 3) для всего кристалла | 5° ($Ab_{64}An_{36}$) |

Пироксен всегда подчинен плагиоклазу: он то зажат в виде длинной узкой пластинки между двумя кристаллами плагиоклаза, то окружает плагиоклаз в виде каймы, то заполняет угловатые промежутки между его кристаллами. По своим оптическим свойствам он должен быть отнесен к диопсиду.

$$n_g - n_m = \text{около } 0.020$$

$$n_g - n_p = \text{» } 0.025$$

$$n_g : C = 39^\circ$$

Собственная окраска буровато-зеленоватая.

Магнетит представлен октаэдрическими и кубическими кристаллами и их гребневидными сростками.

Соотношения описанных минералов следующие.

Плагиоклазы врезаются идиоморфными контурами и в магнетит, и в пироксен, и являются, следовательно, более старыми выделениями, чем оба этих минерала. Магнетит в виде гребневидных сростков представляет собой настоящие скелетные формы, но сильно развитые: октаэдрические его кристаллики сидят друг на друге рядами, напоминая дендриты. Соотношения магнетита и пироксена не вполне ясны: иногда идиоморфные кристаллики магнетита прилипают к пироксену, также идиоморфному; иногда пироксен с идиоморфными контурами окружается не идиоморфными пятнами магнетита; иногда—наоборот. Наиболее естественно было бы предположить одновременную их кристаллизацию, хотя больше данных за более раннюю кристаллизацию магнетита.

Стекло подверглось весьма сильной перекристаллизации с образованием хлоритового минерала в виде светлобурых пластинок с хорошей спайностью, с очень слабым плеохроизмом, с фиолетово-красными поляризационными окрасками конца I и начала II порядка, т. е. с $n_g - n_p$ около 0.015; погасание их иногда прямое, но чаще волнистое, вследствие гибкости пластинок, иногда ясно косое. Мы здесь опять встречаемся с той бурой разновидностью хлоритового минерала, которую неоднократно описывали выше в связи с расстеклованием различных пород. Среди этих буроватых пластинок имеются и чисто зеленые, слабо плеохроичные пластинки клинохлора.

По совокупности данных породу следовало бы признать за безоливиновый базальт, в пользу чего говорит минералогический состав и офитовая структура; несколько кисел для базальта состав плагиоклаза.

Порода в 100 м вверх от предыдущей (обр. № 150)

По минералогическому составу она очень похожа на № 149, но отличается от нее меньшей ролью пироксена. Характерной чертой ее является расположение вытянутых крупных пластинок плагиоклаза в виде треугольников и заполнение промежутков между ними мелкозернистой массой хлорита, кальцита и других минералов. Структуру породы можно, следовательно, назвать интерсертальной.

Плагиоклазы представлены вытянутыми, узкими кристаллами, сдвойникованными, но редко полисинтетическими, длиной от 1 до 3 мм. Они менее проникнуты стеклом, чем в № 149.

На разрезах $\parallel (010)$ определены погасания:

- 1) 6° ($Ab_{63}An_{37}$)
- 2) 5° ($Ab_{64}An_{36}$)
- 3) 15° ($Ab_{52}An_{48}$)
- 4) 14° ($Ab_{53}An_{47}$)

На разрезах симметрической зоны до 15° ($Ab_{69}An_{31}$)

Пироксена в этой породе, повидимому, совершенно не осталось. Он, быть может, исчез в связи с ее метаморфизмом.

Магнетит чрезвычайно обилен в виде обычных октаэдрических, кубических и ветвящихся, дендритообразных форм. В некоторых участках сростки его имеют радиально лучистое строение. Одиночные кристаллы расположены иногда внутри полевых шпатов, гребенчатые и дендритообразные сростки—всегда в промежутках между ними, среди агрегатов хлорита и кальцита, возникших на месте бывшего стекла. Повидимому, при кристаллизации магнетита сначала выделились идиоморфные кристаллы, вокруг которых затем кристаллизовались полевые шпаты, а впоследствии в маточном растворе, быстро, быть может, уже при излиянии, образовались дендритообразные формы. После них, вероятно, застыло стекло.

Хлорит развит в виде обильных мельчайших пластинок, собранных в радиально лучистые розетки. Пластинки имеют прямое погасание, плеохроируют в тонах от желтых до зеленоватых, имеют поляризационные окраски от светложелтых до красных I порядка. В последнем случае собственная окраска становится буровой и пластинки начинают напоминать описанную выше бурую разновидность хлорита. Всего вероятнее, что хлорит этот образовался за счет стекла. Остатков пироксена совершенно не видно и возникает сомнение в том, что он вообще существовал.

Карбонат рассеян в виде случайных пятен с иногда резкими, иногда расплывчатыми очертаниями. У некоторых имеются отчетливые спайности. Появились обильные бурые окислы железа, вероятно, за счет разложения стекла.

Большую часть основной массы составляют мельчайшие зерна полевых шпатов, иногда сдвойникованные по альбитовому закону и тесно смешанные с хлоритом. К сожалению, они неопределимы за ничтожностью размеров. Кристаллизация их происходила, вероятно, уже на поверхности.

В крупных полевых шпатах включены довольно обильные вытянутые призмочки апатита и трудно определяемые игольчатые образования.

По совокупности признаков нашу породу можно определить, как базальт или диабаз, но или совершенно лишенный цветной составной

части, или содержащий ее очень мало. Повидимому, большая часть окислов железа выкристаллизовалась в виде магнетита. При этом, возможно, что быстрое излияние не дало времени метасиликату кристаллизоваться. Вместо него застыло обильное стекло и выделились дендритообразные сростки магнетита. Одновременно кристаллизовались и микролиты плагиоклаза.

Порода в 200 м вверх от предыдущей (обр. № 151)

Она напоминает ее, отличаясь наличием довольно обильного пироксена, и состоит, следовательно, из плагиоклаза, пироксена, магнетита и растеклованного стекла.

Плагиоклазы развиты в виде обычных для описываемого потока удлинённых, вытянутых призм, сдвойникованных по альбитовому и карлсбадскому законам и достигающих в длину от 1 до 1.50 мм. Они переполнены включениями стекла и серицита. Первые представлены удлиненными зеленовато-бурыми полосками, вытянутыми || длинной оси кристаллов плагиоклаза; создается впечатление, что стекло воспользовалось направлениями трещин спайности и следов двойникового срастания для проникновения внутрь этих кристаллов. Оно подверглось частичной хлоритизации. Пластинки серицита обильны и рассеяны без видимого порядка. Хлорит и серицит придают плагиоклазам вид сильно метаморфизованных, сближая их с плагиоклазами порфиритов: в виду этого, не удалось найти большого числа ориентированных разрезов. На нескольких разрезах || (010) определены следующие углы погасания:

- | | |
|---|--|
| 1) на одном разрезе, мутном, переполненном включениями | |
| на периферии | 0° (Ab ₇₁ An ₂₉) |
| 2) на другом: | |
| для периферии | 17° (Ab ₄₉ An ₅₁) |
| » ядра | 30° (Ab ₂₉ An ₇₁) |
| 3) на третьем (не различимы периферия и ядро) | 17° (Ab ₄₉ An ₅₁) |

Пироксены заполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза, т. е. являются более поздними выделениями из магмы; их неделимые имеют часто форму небольших треугольников, втиснутых между вытянутыми неделимыми плагиоклазов. Они совершенно свежи; это доказывает, что метаморфизм породы не был простым выветриванием, при котором должны были измениться все составные части, а явился скорее результатом поствулканических процессов.

На ориентированных разрезах определено: оптический знак +, положение плоскости оптических осей || хорошей спайности по (010)

$$n_g : c = 40^\circ$$

$$n_g - n_p = 0.023 \text{ (компенсатор Berek).}$$

Перечисленные свойства позволяют отнести этот пироксен с некоторой неуверенностью к авгиту.

Магнетит представлен обычными октаэдрическими и кубическими кристалликами и сростками. Один сросток имеет форму вытянутой палочки.

Вулканическое стекло зажато между остальными составными частями в виде зеленых комков, в своей форме всецело подчиняющихся контурам последних. Оно явилось последней выжимкой магмы, сравнительно богатой железом, судя по зеленому и зелено-бурому цвету. Оно подверглось полному расстеклованию с образованием следующих минералов.

Клинхлор представлен розетками мелких пластинок с плеохроизмом в желтых и зеленых тонах, с невысоким двупреломлением.

Другой минерал бурого цвета, сильно плеохроичный, с ясною спайностью, с прямым погасанием и поляризационными окрасками до красно-розовых II порядка.

$$n_g - n_p \geq 0.035$$

Плеохроизм: по n_g — светлобурый
» n_p — желтый

По существу, этот минерал отличается от биотита лишь менее интенсивным плеохроизмом и несколько менее высоким двупреломлением. Эти свойства хорошо определены на наиболее крупных пластинках, достигающих в длину десятых долей миллиметра, но повторяются у весьма мелких пластинок и волокон, рассеянных среди массы зеленого хлорита и составляющих с ним, видимо, единое целое. Это до известной степени подтверждает, что и крупные пластинки бурого минерала образовались в результате расстеклования стекла, хотя формально возможно, что они образовались раньше стекла и лишь включены в него.

Если бурый минерал является действительно биотитом, то это был бы интересный и мало изученный случай его генезиса. По существу, это — лишь яркое выражение неоднократно описанного выше процесса превращения вулканического стекла в агрегат буроватых пластинок, которые обычно определялись, как «хлоритовый минерал». Повидимому, в тех случаях процесс «биотитизации стекла» был лишь намечен. Вероятными агентами его образования являлись минерализаторы, пропитавшие нашу породу при поствулканических процессах.

Химический анализ андезита № 149 из потока NW от горы Одзиконд

Валовой анализ (в %)	
SiO ₂	50.63
TiO ₂	1.41
Al ₂ O ₃	20.12
Fe ₂ O ₃	2.54
FeO	5.49
CaO	8.02
MgO	3.26
K ₂ O	0.99
Na ₂ O	3.79
H ₂ O \geq 110°	2.57
H ₂ O \leq 110°	0.79

Сумма 99.61

Перечисление по методу Левинсон-Лессинга

Компоненты	Анализ обезвоженный и перечисленный на 100%	Молекулярные количества
SiO ₂	52.60	0.871
TiO ₂	1.47	0.018
Al ₂ O ₃	20.90	0.205
Fe ₂ O ₃	2.64	0.017
FeO	5.70	0.079
CaO	8.33	0.148
MgO	3.39	0.084
K ₂ O	1.03	0.011
Na ₂ O	3.94	0.063
Сумма	100.00	1.496

$\left. \begin{array}{l} \text{RO}_2 = 0.889 \\ \text{R}_2\text{O}_3 = 0.222 \\ \text{RO} = 0.311 \\ \text{R}_2\text{O} = 0.074 \end{array} \right\} \overline{\text{RO}} = 0.385$

Магматическая формула: $4 \text{RO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : 1.73 \overline{\text{RO}}$
 $\alpha = 1.69$
 $\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 4.20$

Перечисление по методу Озанна

Компоненты	Валовой анализ, лишенный Н ₂ O; все Fe в FeO (в %)	Перечисленный на 100%	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	50.63	52.74	0.873	57.55
TiO ₂	1.41	1.47	0.018	1.18
Al ₂ O ₃	20.12	20.96	0.205	13.51
FeO	7.78	8.10	0.113	7.45
CaO	8.02	8.35	0.149	9.82
MgO	3.26	3.40	0.084	5.54
K ₂ O	0.99	1.03	0.011	0.73
Na ₂ O	3.79	3.95	0.064	4.22
Сумма	96.00	100.00	1.517	100.00

$\left. \begin{array}{l} S = 58.73 \\ \left. \begin{array}{l} 13.51 \\ 4.95 = A \\ 8.56 = C \end{array} \right\} F = 4.25 \\ \left. \begin{array}{l} 9.82 \\ 8.56 = C \\ 1.26 \end{array} \right\} \\ A = 4.95 \end{array} \right\}$

Формула породы: $S_{58.73} A_{4.95} C_{8.56} F_{14.25}$

Проверка: $S + 2A + 2C + F = 58.73 + 9.90 + 17.12 + 14.25 = 100$

Проекционные количества: $a_{3.57} c_{6.17} f_{10.26}$; $a + c + f = 20$; $n = 8.53$

Перечисление по методу Niggli

Компоненты	Молекулярные количества	Молекулярные количества для вычисления чисел Niggli	Числа Niggli
SiO ₂	0.871	SiO ₂ = 871	Si = 139.58
TiO ₂	0.018	—	—
Al ₂ O ₃	0.205	Al ₂ O ₃ = 205	al = 32.85
Fe ₂ O ₃	0.017	} FeO = 0.113 FeO + MgO = 197	} fm = 31.57
FeO	0.079		
CaO	0.148	CaO = 148	c = 23.72
MgO	0.084	} — K ₂ O + Na ₂ O = 74	} —
K ₂ O	0.011		
Na ₂ O	0.063		

$$\frac{c}{fm} = 0.75, k = 0.15; mg = 0.43,$$

$$Si' = 4 alk + 100 = 147.44; qz = Si - Si' = - 7.86$$

Количественный минералогический состав

Компоненты	Молекулярные количества	Титанит	Магнетит	Ортоклаз	Альбит	Анортит	Пироксен	Кварц (в стекле)
SiO ₂	0.871	0.018	—	0.066	0.378	0.196	0.178	0.035
TiO ₂	0.018	0.018	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.205	—	—	0.011	0.063	0.098	0.033	—
Fe ₂ O ₃	0.017	—	0.017	—	—	—	—	—
FeO	0.079	—	0.017	—	—	—	0.062	—
CaO	0.148	0.018	—	—	—	0.098	0.032	—
MgO	0.084	—	—	—	—	—	0.084	—
K ₂ O	0.011	—	—	0.011	—	—	—	—
Na ₂ O	0.063	—	—	—	0.063	—	—	—
С у м м а	1.496	0.054	0.034	0.088	0.504	0.392	0.389	0.035

Средний состав плагиоклаза по микроскопическим данным: $Ab_{62}An_{38} \infty Ab_{60}An_{40}$

	Весовые %	
Титанит	3.54	
Магнетит	3.94	
Ортоклаз	6.15	} Полевые шпаты = 66.68
Альбит	33.18	
Анортит	27.35	
Пироксен	23.76	
Кварц (в стекле)	2.11	
Сумма 100.03		

Порода того же выхода (обр. № 152)

Представляет собой мелкозернистую массу, состоящую из обломков вулканического стекла, плагиоклаза, кусочков лавы и скоплений пластинок хлорита, образовавшегося за счет стекла. Она, повидимому, представляет собой вулканический туф аггломератного типа или туфовый песчаник.

Основой является красноватое и отчасти почти бесцветное стекло. По нему разбросаны осколки плагиоклаза, в большинстве случаев весьма мелкие, сдвойникованные по альбитовому закону, но состоящие не более, чем из 3—4 неделимых. Определение их углов погасания затрудняется ничтожностью размеров.

На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ погасание: до $15^\circ (Ab_{68}An_{32})$

На разрезах $\parallel (010)$ сделан ряд определений (см. ниже), но большинство (этих разрезов) лишено спайностей и углы погасания приходится относить к более или менее надежным контурам. Несмотря на это, видна повторяемость углов.

1)	$0^\circ (Ab_{71}An_{29})$
2)	$9^\circ (Ab_{59}An_{41})$
3)	$10^\circ (Ab_{58}An_{42})$
4)	$11^\circ (Ab_{57}An_{43})$
5)	$14^\circ (Ab_{53}An_{47})$
6)	$14^\circ (Ab_{53}An_{47})$
7)	$15^\circ (Ab_{52}An_{48})$
8)	$24^\circ (Ab_{39}An_{61})$
9)	$26^\circ (Ab_{36}An_{64})$
10)	$27^\circ (Ab_{34}An_{66})$

Вулканическое стекло, как выше указано, неоднородно. Преобладает светложелтое, почти бесцветное, составляющее общий фон, а по нему разбросаны комки почти черного и красного цвета. Сквозь массу стекла проглядывает очень большое количество полевых шпатов.

Куски лавы весьма редки. Один из них имеет удлиненно коническую форму и состоит из кристалликов оливина и магнетита; это обрывок, повидимому, очень основной лавы. Другой состоит из красного стекла и микролитов плагиоклаза.

Пустотки заполняет какой-то трудно определимый минерал, в виде очень мелкозернистых скоплений и чешуек с высокой поляризационной окраской. Не исключается, что это эпидот.

Горные породы холмов, расположенных к северу от горы Одзиконд

Туфовый песчаник (обр. № 155)

Очень мелкозернистая порода, напоминающая предыдущую, но пере-секаемая крупнозернистой жилкой кальцита, зерна которого имеют ясные спайности и двойники по ромбоэдру.

Сильные увеличения обнаруживают мелкозернистый агрегат полевых шпатов, красно-бурое стекло и кальцит, образующий мелкие сферолиты с «вечным крестом».

Полевые шпаты встречаются в виде обломков разнообразной, часто остроугольной формы и совершенно неопределимы. Стекло густого красно-бурого цвета рассеяно в виде бесформенных комков. Руда представлена небольшим количеством кубических зерен магнетита.

Пироксеновый андезит (обр. № 156)

Эта красивая порода состоит из крупных прекрасно образованных вкрапленников плагиоклаза, немногочисленных вкрапленников пироксена, основной массы, состоящей из микролитов плагиоклаза же, обильного магнетита и стекла. В жеодах—вторичный хлорит. Структура порфировая при интерсертальной основной массе.

Вкрапленники плагиоклаза представлены обильными двойниками по альбитовому и карлсбадскому законам, длиной от 0.5 до 2.0 мм.

На разрезах $\parallel (010)$:

- | | |
|--|--|
| 1) | 17° (Ab ₄₉ An ₅₁) |
| 2) | 4 $\frac{1^\circ}{2}$ (Ab ₆₅ An ₃₅) |
| 3) | 12° (Ab ₅₆ An ₄₄) |
| 4) | 18° (Ab ₄₈ An ₅₂) |
| 5) на идиоморфном
разрезах с хоро-
шими спайно-
стями | — 20° (Ab ₄₅ An ₅₅) |

Пироксен представлен лишь немногими разрезами, притом уже подвергшимися некоторому выветриванию. По размерам они в несколько раз мельче плагиоклаза, т. е. достигают лишь десятых долей миллиметра. Собственная окраска слегка зеленоватая.

$$n_g : C = 38^\circ$$

$$n_g - n_b = 0.023 \text{ (компенсатор Berck).}$$

Эти данные указывают не вполне удовлетворительно на диопсид.

Магнетит распределен равномерно во всей породе и представлен идиоморфными кристалликами кубической и октаэдрической формы. Видимо, их имеется также два поколения: более крупные достигают 0.40—0.50 мм, а более мелкие—лишь сотых долей и максимум 0.1 мм.

Основная масса состоит преимущественно из плагиоклаза, магнетита и небольшого количества мелких изъеденных зерен авгита.

Микролиты плагиоклаза представлены удлиненными двойниками по альбитовому закону, редко полисинтетическими, и пластинками $\parallel (010)$. Они преобладают над другими элементами.

На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ погасание . до $11\frac{1}{2}^\circ (Ab_{72}An_{28})$

На разрезах $\parallel (010)$ $\left\{ \begin{array}{l} 1) \dots\dots\dots 16^\circ (Ab_{50}An_{50}) \\ 2) \dots\dots\dots 8^\circ (Ab_{61}An_{39}) \end{array} \right.$

Стекло, повидимому, было довольно обильно, но подверглось сильной хлоритизации. Основная масса сплошь пропитана хлоритом, чешуйки которого неравномерно, но обильно заполняют промежутки между остальными составными частями.

В одном участке имеется линзочка, сплошь заполненная чешуйками хлорита, расположенными длинной своей осью перпендикулярно к краю. В других случаях кристаллики магнетита окружены ореолами чешуек хлорита. Имеются и не заполненные, линзочки. Повидимому, это—мелкие жеоды и отчасти, быть может, псевдоморфозы хлорита по какому-то силикату. В одной жеоде хлорит заключен вместе с карбонатом; в другой—со скоплением зерен сильно плеохроичного эпидота. Судя по светложелтой I порядка поляризационной окраске, по прямому погасанию, по плеохроизму в светлозеленых тонах, наш хлорит относится к клинохлору. Порода подверглась, вероятно, сильному влиянию поствулканических агентов.

Кроме перечисленных минералов, в породе разбросаны бурые пятна с высоким показателем преломления и высоким двупреломлением, принадлежащие, видимо, рутилу. Они чрезвычайно обильны и тесно связаны с кристалликами магнетита, иногда облепляя их.

Горные породы холмов, расположенных к северо-западу от с. Амамлы, против железнодородной станции (обр. № 157)

Эти породы представляют собой типичные андезиты, состоящие из вкрапленников плагиоклаза и основной массы из его микролитов, магнетита и стекла. Структура порфировая, при микрофлюидальной основной массе и при обилии пор. По плагиоклазам образовался эпидот, а по стеклу—хлорит.

Вкрапленники плагиоклаза достигают в длину от 0.50 до 1.50 мм, sdвойникованы по альбитовому и другим законам и сильно про-

питаны вулканическим стеклом, подвергшимся хлоритизации: чешуйки хлорита нацело замещают их, образуя иногда крохотные жеоды.

Определения углов погасания на разрезах $\parallel (010)$ дали следующие величины, которые нельзя считать вполне надежными, так как их погасания приходится относить, за отсутствием спайностей, к контурам.

- 1) $3 \frac{1^\circ}{2}$ (Ab₆₆An₃₄)
- 2) $1 \frac{1^\circ}{2}$ (Ab₆₉An₃₁)
- 3) 0° (Ab₇₁An₂₉)

На разрезах симметрической зоны $\perp (010)$ до 17° (Ab₆₆ An₃₄)

Р у д а сплошь усеивает всю породу в виде мелких кубических и октаэдрических кристалликов магнетита и, кроме того, встречается в виде немногих более крупных разрезов, диаметром до 0.20 мм. Последние имеют округленные контуры и просвечивают иногда на краях красным цветом, что позволяет задумываться над гематитом.

М и к р о л и т ы п л а г и о к л а з а представлены вытянутыми, сдвойникованными, не полисинтетическими пластинками, обнаруживающими часто прямое погасание. На разрезах $\parallel (010)$ имеем:

- 1) 20° (Ab₄₅An₅₅)
- 2) 0° (Ab₇₁An₂₉)
- 3) 24° (Ab₃₉An₆₁)
- 4) 0° (Ab₇₁An₂₉)
- 5) $7 \frac{1^\circ}{2}$ (Ab₆₂An₃₈)

Вторичные минералы, как выше указано, представлены хлоритом и эпидотом.

Х л о р и т ряда клинохлора развит в виде чешуек, образующих иногда розетки и мелкие лучистые агрегаты, с поляризационными окрасками неделимых до желто-белых I порядка, с прямым погасанием и положительным удлинением. Собственная окраска их светложелтая или слегка зеленоватая. Они являются, повидимому, продуктом расстеклования стекла.

Э п и д о т развит в виде бесформенных пятен, чрезвычайно обильных по полевым шпатам. Это один из немногих известных автору случаев превосходного развития эпидота по плагиоклазам неовулканических пород. На ориентированных разрезах удалось определить:

$$\begin{aligned} n_g - n_p & \text{ около } 0.035 \\ n_m - n_p & \text{ » } 0.025 \\ n_g - n_m & \text{ » } 0.010 \end{aligned}$$

Погасания: на разрезах \parallel плоскости оптических осей $= 10^\circ$; на разрезах \perp острой биссектрисе $= 0^\circ$.

Собственная окраска желтовато-зеленоватая с заметным плеохроизмом. Приведенные данные позволяют отнести этот минерал к **ф и с т а ц и т у**.

IV. ВЫВОДЫ ИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Произведенное исследование позволяет сделать некоторые общие выводы.

Наиболее древними, повидимому, являются плотные серые известняки гор Сардариконд и Одзиконд, сложенные в интенсивные складки и пересеченные, вероятно, по линиям сбросов, магматическими жилами. Наши данные не позволяют установить их возраст, который приходится искать в литературе (см. Abich «Prodromus» и карту).

Углы, измеренные на обоих холмах, устанавливают с несомненностью преобладание северо-западного простирания от 286 до 325° NW и очень немного случаев почти северного и почти западного (350° NNW, 6° NE и 254° WSW). Мы имеем здесь, следовательно, направление, параллельное Главному Кавказскому хребту и некоторым хребтам Закавказья. Вероятно, известняки эти представляют собой то основание, на которое излились молодые вулканические потоки и покровы, породы которых описаны выше.

Мощность серых плотных известняков была непосредственно измерена в одном случае в 12 м, в другом—40 м, но истинная мощность, несомненно, гораздо больше, если сопоставить толщину на различных сопках Сардариконда и всю, почти непрерывную, толщину Одзиконда.

Пористые известняки 3-й сопки горы Сардариконд являются более молодыми образованиями и, быть может, представляют собою известковые туфы. Однако, и они сложены в складку.

Большой интерес представляют собой магматические жилы Сардариконда и Одзиконда. Нет полной уверенности в том, что они являются пластовыми жилами, хотя в карьере между 1-й и 2-й сопками подобное предположение становится возможным. Остальные обнажены слишком слабо. На нашем разрезе мы обозначили их условно в виде секущих жил.

Мощность их достигает нескольких метров.

Интересным вопросом является причина сильного окремнения серых плотных известняков. Возможно, что в этом сказалось влияние магматических жил, которые могли явиться значительным источником кремнекислоты. Неустановленный характер их залегания не позволяет сделать вывода, влияли ли они еще на рыхлый известковый ил (случай пластовых жил) или на уже твердые известняки. В пользу первого предположения говорит сильная пропитанность некоторых известняков вулканическим стеклом.

Рассматриваемые жилы, как показывает петрографическое исследование, принадлежат кератофирам и андезитам. Все они подверглись сильнейшему действию пнейматолита, причем образовались карбонаты, хлорит, лимонит,

иногда, повидимому, цеолиты. Это, вероятно, образования поствулканической фазы. Особенно интересен порфирит пятой сопки Сардариконда; вкрапленники плагиоклаза имеют состав от $Ab_{37}An_{63}$ до Ab_0An_{100} , а микролиты от $Ab_{45}An_{55}$ до $Ab_{22}An_{78}$, что указывает на магму скорее габбровую, чем диоритовую. Любопытно, что количество вкрапленников достигает $\frac{1}{3}$ всей породы и что основная масса содержит много магнетита и совершенно или почти совершенно лишена железистомагнезиальных силикатов. Повидимому, все железо выделилось в виде магнетита.

В другом порфирите (жила, вскрытая карьером) следует отметить частичное растворение окислов железа в стекле. Влияние описанных магматических жил на серые плотные известняки сказалось в микроструктуре последних: вокруг крупных зерен карбоната появились ореолы магнетита, среди мелкозернистой карбонатовой массы рассеяно много вулканического стекла, превращенного в хлорит.

К сожалению, не вполне выясненное залегание жил не позволяет сделать вывод о времени их появления: если это пластовые жилы, то они образовались одновременно с известняками и одновременно с ними были приподняты; если секущие, — то, разумеется, они моложе, но, во всяком случае, древнее туфов и пеплов, описанных выше, так как их обломки включены в последние.

Породам Сардариконда вполне аналогичны породы Одзиконда. Среди них также встречен известняк с хлоритом, образовавшимся за счет стекла. Несколько неопределенное залегание имеют магматические породы типа андезитов, быть может, пластовые жилы; они представляют собою, повидимому, амфиболовый андезит, подвергшийся поствулканическим воздействиям с образованием серицита, кальцита, хлорита и лимонита, а также с биотитом в основной массе.

Молодые вулканические породы описаны из ложка и с горы к югу от Сардариконда, на возвышенностях к северу от Одзиконда и от с. Амамлы; они относятся к различным типам андезитов, но являются также часто перерожденными пнейматолитическими процессами.

Встречены следующие разновидности андезитов.

Пироксеновый андезит с очень основными плагиоклазами во вкрапленниках и в основной массе, принадлежащими непрерывному ряду от $Ab_{55}An_{45}$ до $Ab_{25}An_{75}$, что указывает на постепенность застывания породы. Оригинальной чертой этих пород является присутствие биотита в основной массе. Этот пироксеновый андезит взят в ложке к югу от Сардариконда. Подобная же порода встречена на горе над Сардарикондом, отличаясь лишь несколько более кислым плагиоклазом во вкрапленниках.

Пироксеновый андезит холмов к северу от Одзиконда характеризуется разнообразием состава микролитов плагиоклаза и двумя поколениями магнетита.

Из остальных андезитов интересно отметить андезит с холмов к северо-западу от с. Амамлы, в котором вкрапленники плагиоклаза кислее микро-

литов; далее авгито-слюдяный андезит горы над Сардарикондом, в котором вкрапленники авгита подверглись оплавлению, причем в одном случае образовались, повидимому, каймы амфибола; плагиоклаз этой породы тоже основной; в основной массе снова встречен биотит, быть может, пнейматолитического происхождения. Оригинальной особенностью этого андезита являются псевдоморфозы по оливину, который, быть может, следует считать за «основные конкреции», захваченные андезитом где-то на глубинах и переработанные в поствулканическую фазу.

Все рассмотренные андезиты подверглись энергичнейшему перерождению в эту фазу. В наиболее ярком виде оно сказалось в одном образце из ложка к югу от Сардариконда, в котором свежим остался только магнетит; плагиоклаз подвергся карбонатизации, а стекло превращено в хлорохлор и бурый хлоритовый минерал. Это глубокое перерождение придало андезиту чисто порфириновый габитус. В других разновидностях по стеклу образовались кальцит и хлорит; в одном случае выделился обильный рутил; в другом—по плагиоклазу образовался эпидот. Среди всех описанных андезитов нет ни одного, в котором стекло оставалось бы свежим.

Б а з а л ь т ы. К ним нами условно отнесены породы потока, расположенного на северо-запад от Одзиконда. Их принадлежность к этой группе ставится под сомнение слишком кислым плагиоклазом и малым количеством железистомагнезиальных силикатов. Эти породы также подверглись сильному действию поствулканических агентов, с превращением стекла в хлорит и с появлением за счет плагиоклазов серицита и кальцита. Повидимому, за счет стекла же образовались пластинки биотита (?). Более вероятно, что породы этого потока относятся еще к андезитовой магме.

Последней группой пород района Амамлы, с которой пришлось познакомиться автору, являются разнообразные п е п л ы и т у ф ы. Среди них различимы следующие разновидности:

1) Красный туф с дороги Караклис—Амамлы, богатый оранжевым стеклом. Эта окраска, повидимому, явилась следствием растворения в стекле рудных минералов. Однако, несмотря на богатство стеклом, в породе все-таки имеются зачаточные кристаллы плагиоклаза и пироксена и даже намечается разнообразие состава плагиоклаза от $Ab_{45}An_{55}$ до $Ab_{71}An_{29}$. Она чрезвычайно богата пузырьками газа или жидкости, включенными в стекло и подчиняющимися всем его формам: они сжимаются до размеров узких, вытянутых полосок в струйках стекла.

2) Черный туф из береговых обнажений р. Памбак-чай состоит из сравнительно кислых плагиоклазов, магнетита поздней генерации, гематита и обломков микролитового андезита и гранофира. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что при извержении этого вулканического пепла были захвачены куски тех жил, которые пересекают плотные серые известняки Сардариконда и Одзиконда.

3) Туфоид береговых обнажений р. Памбак-чай представляет собой породу, аналогичную предыдущей и состоящую также из сравнительно кислого плагиоклаза и кусков микролитового андезита, но сцементированных кальцитом и арагонитом. Здесь, следовательно, сказалось влияние горячих источников, отлагавших углекислую известь в массе еще рыхлого пепла. Любопытно отметить, что микролитовые андезиты, столь распространенные во многих местностях Армении, в районе Амамлы встречены нами только в виде обломков в пеплах. Вероятно, они залегают глубже описанных вулканических потоков и куски их были оторваны при извержении пеплов. Туфоид же встречен на холмах, расположенных к северу от Одзиконда.

4) Особняком стоит т у ф о в ы й п е с ч а н и к, описанный из лавового потока к северо-западу от Одзиконда, систематическое положение которого и соотношение с лавами этого потока неясны.

5) Г л и н ы из береговых обнажений р. Памбак-чай представляют собой, судя по химическому составу, также лишь перемытые вулканические пеплы андезитового типа. Это подтверждается отчасти и их залеганием над заведомыми пеплами.

V. ЛИТЕРАТУРНАЯ СПРАВКА

По литературным данным, как и по данным настоящей работы, район Амамлы обладает сложным геологическим строением.

На карте Аби́ха «Geologische Karte der Russisch-Armenischen Hochlandes» дается картина этого строения (высотная отметка у с. Амамлы 4730 футов).

Вся обширная котловина, по которой протекает р. Памбак-чай, и все склоны хребтов, ее ограничивающих, окрашены зеленой краской с обозначением [15], соответствующим, «диабазовым зеленокаменным породам, массивного строения, или в кластическом развитии, или с правильной слоистостью».

В ущелье р. Памбак-чай, например, у с. Курсали между Амамлы и Караглисом, показаны под цифрою [19] «молодые базальтовые и миндалекаменные изверженные породы различного возраста».

Во всем ущелье Памбак-чая и в ущельях его левых притоков показаны под цифрой [24] «андезиты и кварцевые трахиты в форме куполов или в кластическом развитии». На юг от Караглиса цифрою [16] обозначены «диоритовые зеленокаменные породы, особенно роговообманковые андезиты и их конгломераты».

Из других вулканических пород, обозначенных на карте Аби́ха, следует упомянуть еще обильные вулканические стекла—обсидиан, перлит, пемзу и их конгломераты и брекчии, обозначенные мелкими точками на вершинах и северном склоне Безобдальского хребта, среди массива основных пород (Аглаган). В том же хребте, но далее на восток (Степанаван) показаны под

цифрою [13] кварцевые и полевошпатовые порфиры и порфириты. Эти же породы показаны на вершине Заманлы; они составляют некоторые северные отроги Памбакских гор, вплотную подходящие к р. Черной (Кочкара), текущей к с. Амамлы.

Наконец, южный и юго-западный склоны Памбакского хребта обозначены [19], как «молодые базальтовые и миндалекаменные вулканические породы разного возраста».

Каймой вокруг всей котловины р. Памбак-чай, по хребтам Безобдальскому и Памбакскому, на карте показаны желтой полоской [5] «Эоценовые отложения в виде эруптивных псаммитов, известковых мергелей, песчаников и нуммулитовых известняков». Они же показаны в отрогах этих хребтов, сбегаящих к с. Амамлы, в том числе, видимо и на Сардариконде.

Параллельно третичным, почти сплошной дугой, простираются меловые [4] «известковые и псаммитовые отложения».

Таким образом, судя по карте Абиha, долина Памбак-чая представляет собой глубокую циркообразную котловину, ограниченную Безобдальским и Памбакским хребтами и заполненную молодыми вулканическими породами. Ее периферию, а, быть может, и основу ее строения, составляют полосы приподнятых третичных и меловых отложений.

В монографии Абиha «Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge» (Mém. Ac. Sc. St.-Pétersbourg, VI serie, v. VII, 1858) упоминается строение Памбакского хребта, в связи с изучением главных тектонических направлений Кавказа и Закавказья. Этот хребет имеет ось, направленную с запада на восток, с легким отклонением сначала к югу, а затем, по мере приближения к оз. Гокча, несколько к северу. Он сложен из конгломератов, песчаников и мергелей и имеет кристаллическую ось, покрытую меловыми известняками. Для нашей местности Абиh не отмечает северо-западно-юго-восточных поднятий, что несколько противоречит нашим измерениям на холмах Сардариконд и Одзиконд, где это тектоническое направление выражено с большим постоянством.

Некоторые породы из Памбакского хребта, именно с перевала Джаджур, описывает Данненберг в своей работе «Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer» (Т. М. Р. М., Bd. 23, 1904). Они представляют собой роговообманковые андезиты и взяты в туннеле железной дороги на перевале; основная масса состоит из микролитов андезинлабрадора, тонких призмочек гиперстена, небольшого количества магнетита и серо-коричневого стекла; вкрапленники относятся к лабрадору и обильной коричневой роговой обманке с зонарным строением. Пироксена нет почти совершенно. Роговообманковый же андезит описывается им из дер. Ах-булах. Автор упоминает в одной из этих пород шаровые агрегаты лютецита. (Напомним,

что метаморфизованный амфиболовый андезит описан нами из Амамлы).

Часть Памбакского хребта описана А. А. Турцевым в статье «Геологический очерк восточных цепей Памбакского хребта» (Изд. Закавказской комиссии Академии Наук. Бассейн озера Гокча, т. I).

Здесь мощно развиты известняки, слагающие низ долины р. Балык-чай, полосой в 640 м шириной, сильно метаморфизованные, переходящие в мраморы. Причиной метаморфизма являются небольшие лакколиты габбро, интрузировавшие в них. Фауна этих известняков *Globigerina* sp., *bulloides* d'Orb., *Cristellaria*, *Textularia*, *Inoceramus* указывает на меловой возраст. Простираание их северо-западно—юго-восточное, т. е. общекавказское, а падение колеблется в широких пределах (например, SW 224° \angle 78°, NO 58° \angle 82°); иногда положение их вертикальное. Автор представляет их себе, как антиклиналь, в полость которого была выжата габбровая магма. На известняки налегают трассы, на них порфириты, на последние кварцевые порфириты, причем все полосы сдвинуты на северо-восток. Простираание их юго-западно—северо-восточное, т. е. перпендикулярное к кавказскому. Падение порфиритов NW 309° \angle 43° и NW 326° \angle 32°; они пересечены небольшими широтными сбросами.

Глубокая верхнемеловая трансгрессия, в течение которой отложились известняки, закончилась отступанием моря, после чего остались мелководные изолированные водоемы, в которые насыпался рыхлый вулканический материал, перемежаясь с излияниями небольших порций лавы. В результате образовались трассы, андезитодиабазы и некоторые другие породы. Андезитобазальты древнее трассов и всей порфиритовой свиты, но моложе туфогенных пород и известняков р. Балык-чай. Диабазы древнее андезитобазальтов.

Озеро Гокча, по мнению Турцева, образовалось на месте глубокого грабена, в который опустилась и часть антиклинальной складки.

В разнообразной серии магматических пород этой части Памбака для нас особенно интересны породы габбровой магмы, как материал для сравнения с породами с. Амамлы. Сюда относятся андезитодиабазы из плагиоклазов N 58, 59 и из небольшого количества авгита, с SiO₂=54.43%; базальты верховьев р. Балык-чай с оливином, пироксенем и микролитами лабрадора, с SiO₂=50.88%; палеотипные андезитобазальты с SiO₂=54.90%; диабазовые порфириты дер. Головино, окружающие кольцом габбродiorитовую интрузию, с плагиоклазами вкрапленников № 50—54, микролитами андезина, со вкрапленниками и микролитами роговой обманки, с SiO₂=48.92%; наконец, габбродiorиты лакколита дер. Головино с плагиоклазами № 53, 55, амфиболом и ксеноморфным кварцем, иногда с ортоклазом и биотитом, с SiO₂=58.23%; интрузивные тела р. Балык-чай, с офитовой структурой, с плагиоклазами № 47 и 50, вероятно, также габбровой магмы. Повидимому, эти интрузивные породы частично ассимилировали свою известняковую кровлю.

Мы видим, что, по существу, все перечисленные породы относятся к одной габбровой магме, которая отчасти застыла в виде интрузивных тел в потрясенных толщах меловых известняков, а отчасти излилась на поверхность при различных условиях и дала довольно разнообразные в структурном отношении породы. Любопытно, что габбро-диоритовый лакколит у дер. Головино пересечен пегматитовыми жилами из калиевого полевого шпата и кварца.

Трассы р. Балык-чай относятся к палеотипным липаритодацитам, а породы южного гребня у с. Еленовки к палеотипным трахидацитам.

Много общих черт с рассмотренной частью Памбакского хребта имеют горы его восточного продолжения, строение которых описано в статье А. С. Гинзберга «Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Гокча» (то же издание).

Осадочными породами этого района являются также верхнемеловые известняки, пересекаемые диабазами, в виде пластовых и секущих жил, линз и штоков (аналогия с Амамлы). Почти все магматические породы здесь также относятся к магме габбро. Настоящее габбро выходит на Адатипинском мысе, причем возраст его древнее диабазов, ибо его обломки захвачены последними. Габбро с биотитом и роговой обманкой выходит на запад от с. Надеждино и вдоль береговой полосы, прорывая верхнемеловые известняки. В массивах габбро отмечается полосатость и довольно полно выраженная дифференциация в центральной их части, с образованием перидотитов, форелленштейнов и лабрадоритов. Особенностью этих интрузивных массивов основных пород являются змеевики. Из эффузивных пород большинство также относится к магме габбро, как, например, андезитобазальты и порфириты; последние имеют иногда брекчиевидную структуру, что автор объясняет взрывами, происходившими на дне моря. В цементе их иногда содержатся верхнемеловые глобигерины.

Наконец, аналогичное с Амамлы строение имеют южные склоны Памбакского хребта над р. Акстафинкой, согласно статье Е. Н. Дьяконовой-Савельевой «Геологические исследования в окрестностях Делижана летом 1927 г.» (то же издание).

Здесь описаны туфы и туфиты с прослоями песчаников и сланцев, являющиеся результатами подводных извержений верхнемелового или нижнетретичного времени (в шальштейнах включены нуммулиты и *Orbitoides*); серия порфиритов, кератофиров и трахитов; в западной части района — основные эффузивы, переслаивающиеся с осадочными породами, туфитами и шальштейнами. Возрастные соотношения всех этих пород довольно сложные: известняки моложе диабазовых порфиритов, последние моложе свиты лав с осадочными породами и содержат их ксенолиты; кварцевые порфиры старше обломочной серии эффузивов; кварцевый диорит прорезает кварцевые порфиры и диабазовые порфириты. Характерно, что простирание складок здесь северо-восточное — юго-западное, но диабазовая серия, пере-

слаивающаяся с осадочными породами, является западным крылом антиклинального свода с осью простирания северо-запад—юго-восток. Следовательно, здесь опять пересекаются два тектонических направления—кавказское и перпендикулярное ему.

Мы видим, что в строении Памбакского хребта и ближайших к нему районов имеется одна общая черта: морские отложения верхнемеловой эпохи, сложенные в складки, были интрузированы габбровой магмой, которая отчасти застыла в виде лакколлитов и других интрузивных тел, а отчасти излилась по трещинам на поверхность и дала здесь значительное число структурных эффузивных типов, близких по химическому составу. Возраст большинства этих эффузий моложе верхнего мела, т. е. третичный. Излияния габбровой магмы происходили, несомненно, в несколько приемов и продолжались, повидимому, в течение большей части третичного периода.

VI. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уже на карте Аби́ха, в общем, довольно верно показаны главные типы пород Амамлы, хотя номенклатура и является устаревшей. В частности, им, видимо, ошибочно, под названием «диабазовых зеленокаменных пород» указаны андезиты, залившие котловину, по которой течет Памбак-чай. Остальные типы — порфиры, порфириты, андезиты и базальты (кроме «кварцевых трахитов») расшифрованы, видимо, правильно.

Основанием всего вулканического комплекса нашего района являются мезозойские, видимо, меловые, серые, плотные известняки, описанные с холмов Сардариконд и Одзиконд; они уцелели в виде немногих обломков когда-то крупного массива. Создается впечатление, что котловина Памбак-чая ограничена дугообразной линией сбросов, по которым и были опущены сложенные в складки осадки мезозоя, трещины которых послужили путями для излияния обширных покровов и потоков вулканических пород.

При недостатке стратиграфических данных остается неясным значение третичных отложений, показанных Аби́хом на его карте.

Вулканические породы, излившиеся в котловину Памбак-чая, относятся в общем, к различным типам андезитовых пород; особняком стоят жилы Сардариконда и Одзиконда, более древние по времени появления и более разнообразной магматической принадлежности, ибо среди них есть и кератофиры, и основные порфириты.

Собственно андезитовые излияния представлены пироксеновыми, слюдяными и отчасти роговообманковыми разностями, которые и составили главную часть гор на юг от Сардариконда и на север от Одзиконда. Более поздними являются базальтовые потоки холмов к северо-западу от Одзиконда и пещлы и туфоиды берегов Памбак-чая.

Подобная ассоциация является типичной для очень многих местностей Армении, причем повторяется и порядок извержения. Так, например,

в районе Ани на Арпачае и в районе Артика в основании всех вулканических толщ залегают андезитобазальты, на них излились дациты и легли пеплы, а наиболее молодыми явились настоящие базальты (см. Б. В. Залесский и В. П. Петров «Артикское месторождение туфовых лав» Тр. Петрографического института Академии Наук 1931 г., вып. 5).

В частности, в Ани андезитовые потоки покрываются пеплами типа черных пеплов Памбак-чая. Пемза, столь типичная для месторождения Ани, в виде мелких обломков встречается в туфах Амамлы, где имеются и обломки «микролитовых андезитов», близких, повидимому, к дацитам.

Если к этим чертам сходства прибавить еще переходный характер андезитовых пород Амамлы, то получится типичный вулканический комплекс, в основном повторяющий черты многих массивов Закавказской петрографической области.

Переходный характер можно отметить для пород потока к северо-западу от Одзиконда, отчасти для андезитов гор к югу от Сардариконда и к югу от ст. Амамлы.

Состав их полевого шпата сильно меняется и иногда является слишком основным для этих магм.

Интересны остатки оливина — «основные конкреции», которые отмечены в одном из андезитов. Невольно рождается мысль, не изменяется ли их состав в связи с поглощением каких-то, глубоко залежавших, основных пород. Таковые известны из различных районов Армении, например, с северо-восточного берега оз. Гокчи, где выходы их связаны с интрузиями габбровой магмы. Географически они приурочены к областям распространения мезозойских отложений и наблюдаются в краевых образованиях нагорья и вообще в складчатых горах.

Кроме общего петрографического сходства с различными местностями Армении, район Амамлы обнаруживает особенно глубокое сходство с Памбакским хребтом. В обоих районах основанием являются известняки мелового возраста (для Амамлы подобный возраст их не доказан, но весьма вероятен); в обоих известняки эти были интенсивно сложены в складки и в Памбакском хребте интрузированы и прорваны, а в Амамлинском районе только прорваны габбровой магмой, которая приняла здесь форму более древних порфиритовых жил гор Сардариконд и Одзиконд и более молодых покровов и потоков андезитов и базальтов. По существу, продукты расщепления габбровой магмы в ее эффузивной фазе одни и те же во всем массиве Памбака и Амамлы.

Невольно встает вопрос, что произошло с большей частью меловых известняков, останцы которых сохранились в нашем районе в виде холмов Сардариконд и Одзиконд? Вероятно, в большинстве случаев они были залиты третичными эффузиями, но наравне с этим можно предположить и значительные процессы поглощения их габбровой магмой.

SUR QUELQUES ROCHES VOLCANIQUES d'AMAMLI

Résumé

Le grand village Amamli est situé dans la vallée de la rivière Pambak-tchaï, entourée par les chaînes des montagnes Pambak et Bésobdal. Cette vallée a la forme d'un cirque, dont le soubassement était formé par des calcaires de couleur grise, d'âge mésozoïque, peut être crétacé, formant des plis et conservés sous forme de témoins en plusieurs endroits. Leurs plis ont une direction de 286° à 325° NW et rarement 350° NNW, 6° NE et 254° WSW. C'est donc, dans la majorité des cas, la direction générale de la chaîne principale du Caucase et de quelques chaînes de la Transcaucasie. L'épaisseur des calcaires monte à plus de 40 mètres.

Sur la montagne Sardarikond ces calcaires sont recouvert d'une nappe de calcaires poreux, de structure tuffoïde, formant un synclinal. Leur âge est douteux.

Les calcaires mésozoïques sont traversé par des filons magmatiques, quelquefois, peut-être, des filons-couches, qui les ont imbibé de SiO_2 , de magnétite et de verre volcanique. Ces filons appartiennent aux groupes des kératophyres et des porphyrites et sont profondément métamorphisé par les actions postvolcaniques, avec formation de carbonates, de chlorite, de limonite, quelquefois de zéolithes. Leur âge ne se laisse pas déterminer facilement, car la forme de leur gisement est incertaine. S'ils sont des filons-couches, leur formation est contemporaine aux calcaires mésozoïques, sinon, elle est postérieure à ceux-là et certainement antérieure aux couches de tufs et de cendres, retrouvées au bord du Pambak-tchaï, qui contiennent leurs débris.

Les roches d'épanchement sont représenté par des andésites à pyroxène, à plagioclase basique, à micà noir et augite, quelquefois avec enclaves d'olivine. Elles ont éprouvé un métamorphisme intense pendant la phase postvolcanique; leurs plagioclases sont transformé en carbonates, leur verre—en chlorite; un peu d'épidote s'est formé quelquefois.

Une coulée de roche basaltoïde à structure ophitique fut étudiée aux environs d'Amamli; elle est composée d'augite et de plagioclase, mais ce dernier minéral est trop acide pour une roche basaltique franche. Elle a aussi éprouvé un métamorphisme intense, son verre est transformé en chlorite, ses plagioclases—en séricite et calcite.

Un minéral avec les propriétés optiques de la biotite se trouve dans le verre volcanique de toutes ces roches. Sa formation est dûe probablement aux actions pneumatolytiques.

Les roches volcaniques les plus récentes sont des tufs et des cendres de différentes couleurs. Les uns sont riches en verre de couleur rouge et orangée, dûe probablement à la dissolution d'oxydes de fer, avec quelques cristaux de pyroxène et de plagioclase. Ce verre est extrêmement riche en inclusions de gaz et de liquides. Les tufs noirs sont composé de plagioclases assez acides, de magnétite, de hématite et de débris d'andésite microlitique et

de k ratophyre du même type que celui des filons. Les roches tuffo ides ont la même composition, mais les débris sont ciment  par la calcite et l'aragonite, déposés probablement par des sources th rmales. Ces tufs sont quelquefois recouvert par des argiles, dont la composition chimique permet de supposer des produits de décomposition des roches volcaniques.

La série volcanique d'Amamli est typique pour l'Arménie.

Les éruptions y commencent ordinairement par des andésites basaltiques, suivies de dacites et de tufs; les roches les plus récentes sont des basaltes. Cet ordre d'éruption se répète, par exemple,   Ani au bassin de la rivière Arpatcha  et   Artik au massif du volcan Alag z. Pour la plupart des massifs volcaniques du Caucase et de la Transcaucasie les roches de type transitoire sont typiques, comme, par exemple, les andésites basaltiques.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОГРАФИИ АРМЕНИИ

Во всех статьях настоящего сборника, как и во всей петрографической литературе Кавказа и Закавказья, красной нитью проходит поразительное однообразие эффузивных молодых магм: базальты, андезитобазальты, андезиты, андезитодациты и дациты составляют главные элементы большинства вулканических комплексов этих областей. Особенно ярко и полно выражен этот ряд магм в массиве Алагеза.

Основным петрографическим вопросом для Армении является причина образования именно этого комплекса эффузивных пород.

Если положить в основу понятие о «базальтовой постели» Дэли, то естественно рождается вопрос, представляют ли перечисленные эффузивные породы продукты ассимиляции ею осадочной кровли и кислого «гранитного пояса», или же они являются продуктом простой дифференциации магмы базальта?

Понятие об ассимиляции, естественно, предполагает изменение состава базальтовой магмы путем вплавления и переработки различных осадочных образований; стратиграфия кавказских стран разнообразна и трудно предположить, чтобы на всей их огромной территории базальтовая магма повсеместно вплавления один и тот же комплекс осадочных пород кровли. Между тем, предполагаемые продукты этой ассимиляции, т. е. эффузивные породы, сопутствующие базальтам, как выше указано, изумительно однообразны на всей территории этих стран.

Отметим, что и в других крупных молодых вулканических областях, как, например, тихоокеанское вулканическое кольцо, комплекс эффузивных пород весьма близок к таковому Армении и Кавказа.

Приведенные соображения говорят, следовательно, скорее в пользу магматической дифференциации первичной базальтовой магмы, дифференциации более или менее однородной, вследствие однородности тектонических процессов в рассматриваемых областях. Судя по аналогии с эффузивными породами тихоокеанского вулканического кольца, причиной извержения этих магм являются весьма глубокие дислокации, приведшие в движение базальтовую постель на огромных площадях.

Высказанный взгляд на дифференциационный характер эффузивных комплексов Армении отнюдь не противоречит теории ассимиляции базальтовой постелью или ее производными осадочной кровли. Появление

щелочных дериватов, каковы, например, щелочные дациты и трахиты, а также наиболее кислых, как липариты, весьма возможно, представляет собою результат поглощения и переработки базальтовой магмой каких-то осадочных образований, при котором состав остаточной магмы весьма сильно изменился по сравнению с составом магмы первичной.

Второй основной вопрос петрографии Армении—действительно ли базальтовой является первичная магматическая постель этой страны?

Вопрос этот едва ли может быть решен в настоящее время с должною полнотой, за отсутствием исследований в области количественных соотношений излившихся в Армении магм. Однако, материалом для его решения являются наблюдения над разрезами вулканических серий в различных ее областях.

Эти разрезы в огромном большинстве случаев обнаруживают явное преобладание андезитовых и андезитобазальтовых магм над чисто базальтовыми. Для примера укажем Ани на Арпачае, весь массив Алагеза, Амамлы в долине Памбак-чая, перевал Цхра-Цхаро между Ахалкалаками и Боржомом. Из других областей Кавказа и Закавказья можно упомянуть еще весь район Боржома, массивы больших вулканических центров главного хребта, как Эльбрус, Казбек и приказбекская вулканическая область.

Можно считать установленным, что петрографическая провинция Кавказа и Закавказья характеризуется огромным преобладанием андезитовых и андезитобазальтовых магм над чисто базальтовыми.

Важным дополнением к этим наблюдениям является постоянное изливание чистых базальтов в самом конце эффузивных периодов, например, на Цхра-Цхаро и на Арпачае. Местами площади, залитые базальтами, достигают значительных размеров, например, бассейн Занги, между оз. Гокча и Ереваном. Участие чистых базальтов в эффузивных комплексах Армении значительнее, чем в главном Кавказском хребте.

Приведенные факты, быть может, позволяют сделать вывод, что первичная силикатная магма,—«постель» Армении, была основной, но едва ли чисто базальтовой. Дациты, андезиты, базальты и переходные между ними члены своею совокупностью и составляли, вероятно, эту «постель», подвергшуюся уже расщеплению. Возможно, что если дислокации были бы более глубокими, то излились бы большие количества базальтов или даже еще более основных пород. Наличие перидотитовых магм в районе оз. Гокча давно известно, но их возраст значительно более древний, чем возраст неовулканических пород, о которых идет речь в настоящем очерке, и, кроме того, они связаны, повидимому, с областями пликативных дислокаций.

Итак, неовулканические комплексы Армении не опровергают гипотезы Дэли о «базальтовой постели», но лишь дополняют ее выводом о необходимости расщепления ее верхних частей на более кислые магмы.

По существу, сам Дэли допускает этот процесс расщепления «постели»; устанавливая существование кислого гранитного, базальтового (т. е. габбрового) и перидотитового поясов, он вставляет переходный пояс между гранитами и твердыми базальтами. В такой форме гипотеза Дэли мало отличается от старых гипотез о расщеплении магмы на пояса по удельному весу. Существенным отличием, правда, остается признание этим автором образования кислых магматических пород исключительно переплавлением базальтовой постели осадочной кровли.

Третьим петрогенетическим вопросом Армении является отношение ее молодых излияний к геосинклинали Кавказа. По гипотезе Дэли, под этой геосинклиналью должно находиться большое базальтовое (габбровое) тело. Быть может, намеком на него служат те обильные жильные порфиритовые и диабазовые породы, которые описаны из различных областей Кавказского хребта—Военно-Грузинская дорога, Балкария и др. Часть их относится к мезозою и, быть может, представляет собою еще нерасщепленную базальтовую (габбровую) магму, давшую впоследствии, при расщеплении, мощные андезитовые неовулканические комплексы.

Ясная приуроченность неовулканических комплексов Закавказья к определенным тектоническим линиям, например, линия Арарат-Алагез, линии вулканов Агманганского плоскогорья, линия Кодиани—Цхра-Цхари на перевале Ахалкалаки-Боржом, линия мелких вулканов (Мухери и др.) на северном склоне этого перевала и многие другие,—доказывает явную связь этих излияний с дизъюнктивными дислокациями, имевшими место после поднятия Кавказского хребта, т. е. по окончании главных пликативных дислокаций в геосинклинали Кавказа, как то и должно быть по гипотезе Дэли.

Этот автор считает, что трещинные излияния всегда бывают базальтовыми, ибо магма здесь не успевает ничего ассимилировать. Он отмечает изумительное постоянство их состава. Излияния Закавказья далеко не всегда столь однородны, что, быть может, следует объяснить расщеплением «постели». Однако, в последнюю очередь часто изливались настоящие базальты, вероятно, после того, как расщепленные части постели были целиком излиты.

Наша гипотеза о расщеплении базальтовой постели Армении находит себе сильное подкрепление в работе самого Дэли «Магматические горные породы и их происхождение».

Так, он указывает, что видимые батолиты и штоки можно определить как наименее плотные продукты дифференциации, образовавшиеся по принципу тяжести из базальтовых клиньев, и что сама базальтовая постель распадается на химически различные слои.

Он допускает образование андезитов из базальтовой магмы путем фракционной кристаллизации и преобладающего процесса ликвации. Он приводит ряд примеров дифференциации в центральных очагах, при которой излились андезиты и базальты (о. Réunion), они же и трахидолериты (вулкан Мауна-Кеа), или даже базальты, базаниты и трахиты (о. Хуан Фернандес). В другом месте он говорит, что граниты, сиениты и диориты представляют собой только остывшую верхнюю часть глубинной инъекции, нижняя же ее часть, ближе к горизонту постели, имеет, вероятно, базальтовый (габбровый—Н. С.) характер.

Подводя итог своей теории, Дэли устанавливает, что земля имеет, по крайней мере грубое, слоистое строение по плотности и что как «первичный» базальт, так и любой сплав его с боковыми породами, подвержены магматической дифференциации.

Новейшая петрографическая литература Армении дает большой материал, подтверждающий высказанные выше взгляды на «базальтовую постель» этой страны и ее движения. Таковы работы, производившиеся в районе оз. Гокча экспедицией Академии Наук, под руководством академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, начиная с 1927 г.

Так, в статье С. С. Кузнецова «О некоторых геоморфологических чертах побережья озера Севан» (Изд. Акад. Наук, 1930 г. № 4, VII серия) дается интереснейшая картина тех тектонических явлений, которые послужили толчком к последним фазам излияния базальтовой постели и продуктов ее дифференциации. На основании изучения рельефа бассейна оз. Севан, автор приходит к выводу, что площадь эта, сильно моделированная, переходившая уже в стадию *réneplaine*, была высоко поднята силами горообразования, причем поднятие происходило эпизодически, о чем свидетельствуют террасы и изломы профилей. Автор даже делает заключение, что вся территория Армении целиком была поднята, но неравномерно в разных частях.

Возраст этих движений может быть определен со значительной степенью точности. Именно, илисто-пепловые озерные осадки с дрейссенсиями Армянского нагорья не древнее бакинского яруса, который относится А. П. Павловым к послетретичной системе и, повидимому, является одновременным первому оледенению. Между тем, они находятся в Армении на высотах 1065, 1490 и 1980 м, тогда как во время отложения Бакинского яруса Армения находилась на высоте не более 850—1050 м.

Уже в верхнемеловое и нижнетретичное время этот участок земной коры вел себя как «жесткое поле». Образование складок сопровождалось разрывами сплошности, интрузиями и эффузиями. Туфогенно-порфировая формация Гюнея верхнемеловая или нижнетретичная, габбровая интрузия Шах-Дагской антиклинали—постэоценовая, ибо дает контакт с нуммулитовыми известняками лютетского яруса. Магматические интрузи-

зии и излияния придали еще большую жесткость стране и позднейшие тектонические напряжения вызывают, повидимому, в ней, главным образом, сколы, что сопровождается поднятием отдельных частей. В дрейссенсиевое и постдрейссенсиевое время произошли новые сильные движения и по трещинам излились базальтовые и андезитобазальтовые лавы.

Тот же автор в статье «Геология северо-западного побережья озера Гокча» (то же издание), указывает, что территория, занятая в этом районе андезитобазальтами, есть опущенная область и что эти породы покрывают плиоценовые и постплиоценовые отложения с дрейссенсиями. Здесь замечаются ступенчатые сбросы и имеются две опустившиеся площади: между хр. Ахмангана и линией Богу-Даг—Джантапа и между этой линией и оз. Гокча. Дно Гокчи представляет собой, быть может, третий опустившийся участок.

Автор далее отмечает, что долина Занги древнее излияния базальтов; их подстилает у гидроэлектрической станции под Ереваном древний валунно-галечный аллювий.

К интересным выводам о магмах Армении приходит А. С. Гинзберг в работе «Геолого-петрографическое описание южного побережья озера Севан» (то же издание, т. II, вып. 1). Изучая состав и распространение андезитобазальтов, автор приходит к заключению, что основные эффузии всего Закавказья принадлежат андезитобазальтовому типу, к которому относятся не только одноименные неовулканические породы, но и многие основные породы более древнего возраста, каковы диабазы, лабрадоровые и диабазовые порфириды. Провинция южного берега оз. Гокча является общей со всем Закавказьем и характеризуется породами различной кислотности, которые все суть продукты дифференциации общего очага.

Общей чертой их является обилие щелочей—до 5% даже в наиболее основных породах—и повторение одних и тех же авгитов и роговых обманок в различных группах пород.

Наконец, в статье настоящего сборника, посвященной району с. Амалы, разбирается строение Памбакского хребта и его восточного продолжения, по работам: А. С. Гинзберга—о северо-восточном берегу оз. Гокча, А. А. Турцева—о восточных цепях этого хребта и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой—об окрестностях Делижана (то же издание). При этом выявлено значительное однообразие пород как эффузивных, так и интрузивных, всего Памбака, которые все относятся к габбровой (базальтовой) магме и являются лишь структурными разновидностями ее, образовавшимися в результате различных условий застывания на глубине или на поверхности. Габбровая (базальтовая) магма реагировала в течение части мелового, всего третичного и части четвертичного периодов, подвергаясь некоторой дифференциации, но сохраняя в общем значительное химическое постоянство.

Эти факты позволяют рассматривать всю магматическую деятельность в пределах указанных горных цепей, как реакцию «базальтовой постели» под влиянием сначала пликтивных, а потом дизъюнктивных дислокаций. Редко на земном шаре удается с такой полнотой наблюдать деятельность «базальтовой постели», притом на протяжении нескольких геологических периодов. Вероятно, слабость осадочной кровли—меловых известняков—и интенсивность вертикальных движений были причиной того, что сначала габбровая магма была втиснута в своды антиклиналей, а затем, при образовании трещин, выжата на поверхность в виде разнообразных эффузивных структурных типов.

Дифференциация «базальтовой постели» выразилась в интрузивной фазе образованием перидотитов, форелленштейнов и лабрадоритов, а в эффузивной—базальтов, андезитобазальтов, андезитов и порфиритов различного состава.

SUR QUELQUES TRAITS GÉNÉRAUX DE LA PÉTROGRAPHIE de l'ARMÉNIE

Résumé

Les types pétrographiques des roches d'épanchement y sont peu nombreux: les basaltes proprement dits, les andésito-basaltes, les andésites, les andésito-dacites et les dacites y prédominent. L'auteur les considère comme des produits de différenciation du magma primaire, mis en mouvement à la suite de dislocations profondes. Pour les roches riches en alcalies et en silice, les dacites alcalins, les trachytes et les liparites, l'auteur accepte la théorie de l'assimilation par le bassin magmatique des roches du toit.

Dans ces séries des roches d'épanchement les andésites prédominent toujours sur les basaltes; ceux-là sont ordinairement les derniers produits volcaniques. Après que les produits de la différenciation furent épuisés, le magma basique primaire fut appelé au jour par des dislocations très profondes.

Toutes ces roches d'épanchement sont liées à des lignes directrices de mouvements verticaux, qui ont fait suite aux grands plissements dans le géosynclinal du Caucase.

La différenciation du substratum basaltique est admise par M-r Daly, le créateur de la théorie du «substratum». Il cite dans son traité «Les roches magmatiques et leur formation» des cas, où elle a donné naissance à des andésites.

Цена 25 руб.

К-206

6103

ПРИЕМ ЗАКАЗОВ И ПОДПИСКИ

ПРОИЗВОДИТСЯ: НА ВСЕ ИЗДАНИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР
1. В Отделе Распространения Издательства Академии Наук СССР. Москва, Проезд Художественного театра, 2. Тел. 2-14-62; 3-77-24.

2. В Ленинградском отделении Издательства Академии Наук СССР. Ленинград, 104, Пр. Володарского, 53а. Тел. 1-66-81.

3. Доверенными Издательства, снабженными специальными удостоверениями.

4. Всеми отделениями КОГИЗа.

Вниманию абонентов: Научные работники и учреждения, состоящие абонентами, направляют запросы и заказы в Абонементный сектор Издательства Академии Наук СССР. Москва, Проезд Художественного театра, 2.