



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ СОВЕТА ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ

СЕРИЯ ЗАКАВКАЗСКАЯ • ВЫП. 3

551.21(06)(С43)

А 45

АЛАГЕЗ

Потухший вулкан Армянского нагорья

Том I

ПОД РЕДАКЦИЕЙ АКАДЕМИКА
Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

~~5885~~
2435

Ա Ր Ա Գ Ա Ծ Ը

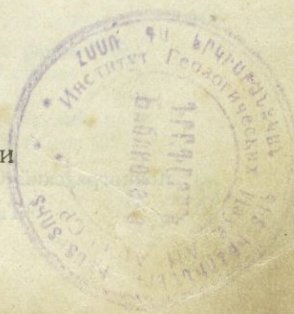
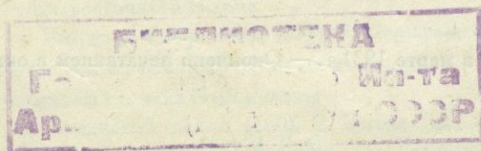
Հայկական լեռնաշխարհի հանդած հրաբուխեր

5885

Հատոր I

Խմբագրութեան պալատ.

Փ. Յու. Լեվինսոն-Լեսսինգի



ИЗДАНИЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР
И УПРАВЛЕНИЯ ВОДНОГО ХОЗЯЙСТВА ССР АРМЕНИИ
ЛЕНИНГРАД

1931

Октябрь 1931 г.

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Непременный секретарь академик *В. Волин*

Редактор издания академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг

Технический редактор М. П. Барманский

Ученый корректор М. И. Коровин

Представлено в заседании Редакционно-издательского совета АН 3 II 1931

Начато набором в марте 1931 г. — Окончено печатанием в октябре 1931 г.

VIII + 379 стр. (88 фиг.) + 12 табл.

Статформат Б₅

Ленинградский Областлит № 12302. — 26^{3/8} печ. лист. — Зак. № 442. — Тираж 1000

Типография Академии Наук СССР. В. О., 9 линия, 12

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие акад. Ф. Левинсон-Лессинга	VII
Б. Л. Личков. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза, ч. I (с 35 фиг. и 3 табл.)	1
I. Черты геоморфологии вершинного пояса Алагеза	3
1. Районы вершинного пояса, его россыпи и древнее оледенение	—
2. Признаки оледенения: трюги Алагеза	11
3. Признаки оледенения: ледниковые цирки, штрихи, озера и прочее	34
4. Общие выводы	52
II. О речных долинах восточного и южного склонов Алагеза	53
1. Геоморфология Алагеза и его эффузии	—
2. О долине Аракса	54
3. Река Абаран и ее притоки (геоморфологическое описание)	65
4. К вопросу о стратиграфии и тектонике Алагеза	105
5. Общие выводы	111
Резюме на немецком языке	112
П. И. Лебедев. Вулкан Алагез и его лавы (с 53 фиг. и 9 табл.)	115
Предисловие	117
Геологическое описание	119
I. Район кратера Алагеза	—
1. Кратер Алагеза (120). 2. Строение вершины 1695 саж. (122).	
3. Красножелтый хребет, идущий к востоку от югозападной вершины (124).	
II. Южный склон	126
1. Строение верхней зоны южного склона (126). 2. Строение средней зоны южного склона (132). 3. Строение нижней зоны южного склона (142).	
X III. Юговосточный склон массива	148
1. Кетаклинский овраг (150).	
X IV. Строение восточного склона	152
1. Разрез р. Абаран-чай (152). 2. Периферия Алагеза (155).	
X V. Периферический район трещинных излияний	158
VI. Югозападный и западный склоны	160
1. Талынский район (160). 2. Яшиле-Талышский район (162).	
3. Конус Берглю (167). 4. Район сс. Мастара — Адиаман (171).	
5. Район Адиамана (173). 6. Гора Малый Богутлу (177). 7. Район Согутли — Ширванджук (182). 8. Махмуджукско-Артикский рай- он (188). 9. Кипчакский район (192). 10. Башкегский район (197).	

Петрографическое исследование	199
I. Базальты северозападного склона	200
1. Башкөгско-арихвалинский тип (200). Периферические базальты (204).	
II. Андезито-базальты	206
1. Черная пузырчато-пористая лава нижних горизонтов каньона р. Амперт (206). 2. Долеритовые андезито-базальты (208). 3. Темные оливковые андезито-базальты (212). 4. Андезито-базальты правого берега р. Амперт (216). 4. Выводы (220).	
III. Андезиты	227
1. Поверхностный поток андезитовой лавы средней зоны Алагега (227). 2. Андезиты (231). 3. Выводы (234).	
IV. Андезито-дациты	237
1. Черные андезито-дациты (237). 2. Темносерые андезито-дациты (240). 3. Светлосерые андезито-дациты (243). 4. Серые вершинные андезито-дациты (245). 5. Выводы (247).	
V. Дациты	249
1. Ампертские кристобалитовые дациты (250). 2. Дациты вершинной зоны (253). 3. Пехштейновый дацит (260). 4. Выводы (264).	
VI. Щелочные дациты	265
1. Черный смоляно-каменный порфир (266). 2. Черные щелочные дациты (270). 3. Светлосерые щелочные дациты (273).	
VII. Туфы и туфовые лавы	276
1. Черный и красный туфы (276). 2. Желтые туфы и туфовые лавы (285). 3. Пламенный тип туфовых лав (289). 4. Туфовые лавы арктического типа (298). 5. Выводы (311).	
VIII. Пемзы	318
1. Пемзы месторождения Такия (318). 2. Пемзы месторождения Берглю (322). 3. Пемзы месторождения Малого Богутлу (329). 4. Физические свойства и химический состав (337).	
Заключение	343
Резюме на немецком языке	357

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ի Թ Յ Ո Ի Ն

յեր.

Առաջարան ակադեմիկոս Ֆ. Լևինսոն — Լեոսինգի	VII
Գ. Լ. Լիչկով. Արագածի գեոմորֆոլոգիայի և ստրատիգրաֆիայի Բնութագրութեան շուրջը. Մասն I (35 նկար. և 3 աղյուսակ.) . . .	1
Պ. Ի. Լեբեգյեվ. Հրաբխաբու Արագածը և նրա լավաները (53 նկար և 9 աղյուսակ.)	115

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort von Akad. F. Loevinson-Lessing	VII
B. L. Ličkov. Beiträge zur Charakterisierung des Alagös in geomorphologischer und stratigraphischer Hinsicht. Tl. I (mit. 35 Abb., 3 Taf.)	1
I. Geomorphologische Züge der Gipfelzone des Alagös	3
1. Teilgebiete der Gipfelzone, ihre Schutthalden und ehemalige Vereisung	—
2. Vereisungsmerkmale: Trogtäler des Alagös	11
3. Vereisungsmerkmale: Karen, glaziarische Schrammungen, Gletscherseen u. a. m.	34
4. Allgemeine Folgerungen	52
II. Die Flusstäler des östlichen und südlichen Abhanges des Alagös	53
1. Geomorphologie des Alagös und seine Ergüsse	—
2. Das Tal des Aras (Araxes)	54
3. Der Abaran-Fluss und seine Zuflüsse, geomorphologische Beschreibung	65
4. Betrachtungen über Stratigraphie und Tektonik des Alagös	105
5. Allgemeine Folgerungen	111
Résumé in deutscher Sprache.	112
P. I. Lebedev. Der Vulkan Alagös und seine Laven (mit 53 Abb. und 9 Taf.)	115
Vorwort	117
Geologische Beschreibung	119
I. Kratergebiet des Alagös	—
1. Krater des Alagös (120). 2. Struktur des Gipfels von 1695 Sash. (122). 3. Der rotgelbe Rücken, vom südwestlichen Gipfel nach Osten auslaufend (124).	
II. Struktur des südlichen Abhanges	126
1. Obere Zone (126). 2. Mittlere Zone (132). 3. Untere Zone (142).	
III. Südöstlicher Abhang des Massivs	148
1. Die Schlucht von Ketaklin (150).	
IV. Struktur des östlichen Abhanges	152
1. Profil des Abaran-tschai-Flusses (152). 2. Peripherie des Alagös (155).	
V. Peripherisches Gebiet der Spaltenergüsse	158
VI. Südwestlicher und westlicher Abhänge	160
1. Gebiet Talyn (160). 2. Gebiet Jaschile-Talyn (162). 3. Kegel des Berglü (167). 4. Gebiet von Mastara—Adiaman (171). 5. Gebiet Adiaman (173). 6. Berg Klein Bogutlu (177). 7. Gebiet Sugutly—Schirvandshuk (182). 8. Gebiet Mahmudshuk—Artik (188). 9. Gebiet Kiptschag (192). 10. Gebiet Baschkeg (197).	

Petrographische Untersuchung	199
I. Basalte des nordwestlichen Abhanges	200
1. Typus Baschkeg-Arihvalyn (200). 2. Peripherische Basalte (204).	
II. Andesitobasalte	206
1. Schwarze blasig-poröse Lava der tieferen Horizonte des Cañons des Ampert-Flusses (206). 2. Doleritische Andesitobasalte (208). 3. Dunkle olivinhaltige Andesitobasalte (212). 4. Andesitobasalte vom rechten Ufer des Ampert-Flusses (216). 5. Folgerungen (220).	
III. Andesiten	227
1. Oberflächlicher Andesitlavastrom der mittleren Zone des Ala- gös (227). 2. Andesiten (231). 3. Folgerungen (234).	
IV. Andesitodaciten	237
1. Schwarze Andesitodaciten (237). 2. Dunkelgraue Andesitodaci- ten (240). 3. Hellgraue Andesitodaciten (243). 4. Graue Andesitoda- citen von der Gipfelzone (245). 5. Folgerungen (247).	
V. Daciten	249
1. Kristobalitische Daciten vom Ampert (250). 2. Daciten von der Gipfelzone (253). 3. Pechsteindaciten (260). 4. Folgerungen (264).	
VI. Alkali-Daciten	265
1. Schwarzer Pechsteinporphyr (266). 2. Schwarze Alkali-Daci- ten (270). 3. Hellgraue Alkali-Daciten (273).	
VII. Tuffe und Tufflaven	276
1. Schwarzer und roter Tuff (276). 2. Gelbe Tuffe und Tuffla- ven (285). 3. Geflammtter Typus von Tufflaven (289). 4. Tufflaven des Artik-Typus (298). 5. Folgerungen (311).	
VIII. Bimssteine	318
1. Bimssteine von der Lagerstätte Takija (318). 2. Bimssteine von der Lagerstätte Berglü (322). 3. Bimssteine von der Lagerstätte Klein Bogutlu (329). 4. Physikalische Eigenschaften und chemischer Bestand (337).	
Schluss.	343
Résumé in deutscher Sprache	357

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одновременно с исследованием бассейна Севана Закавказская комиссия Академии Наук приступила в 1927 г., по предложению Армводхоза, к геолого-петрографическому изучению Алагеза. Алагез представляет значительный научный и практический интерес, с одной стороны, как наиболее крупный вулкан в пределах современной Армении с чрезвычайно многообразным петрографическим составом, с другой, как возможный источник воды для покрывающих его склоны угодий и для прилегающих к его подножию безводных пустынных земель. Разнообразие лав Алагеза, характер повторных циклов извержений, начинающихся основными андезито-базальтами и завершающихся кислыми дацитами и липарито-дацитами, своеобразные туфовые лавы и месторождения пемзы придают Алагезу особый научный интерес как петрографический, так и вулканологический. Всестороннее петрографическое изучение Алагеза представляет, однако, не только научный, но и практический интерес ввиду того практического значения, которое связано с туфовыми лавами и пемзой. Неудивительно поэтому, что Закавказской комиссией было уделено столь большое внимание детальному петрографическому изучению Алагеза. Эти работы велись в течение 1927 — 1930 гг. проф. П. И. Лебедевым с несколькими сотрудниками. Работа проф. Лебедева разбита на две части, из коих первая печатается в настоящем томе трудов Закавказской комиссии, посвященных Алагезу, а вторая будет помещена во втором томе этих трудов.

Так как инициатива изучения Алагеза исходила от Армводхоза, неудивительно, что его интересовал Алагез в первую очередь с точки зрения воднохозяйственной. С одной стороны, возник вопрос о возможности перехватить воды Алагеза где-нибудь на его склонах, где они таятся в его недрах, с другой стороны, знание петрографии и гидрогеологии Алагеза сулило возможность более рационального использования и распределения его водных запасов между теми расположенными на нем поселениями, которые уже и теперь пользуются его водами. Учитывая эти запросы Армводхоза, необходимо было присоединить к геолого-петрографическим работам исследования геоморфологические, гидрогеологические, гидрометрические и метеорологические. Геоморфологические и гидрогеологические работы были поручены, после рекогносцировки произведенной

В. К. Воскресенским, проф. Б. Л. Личкову; одновременно проф. В. Г. Хлопиным, велись гидрохимические работы. В настоящем томе трудов по Алагезу печатается геоморфологический очерк проф. Б. Л. Личкова; гидрогеологический войдет в состав следующего тома. Для установления водного баланса Алагеза необходимо было организовать гидрометрические и гидрометеорологические наблюдения не только экспедиционного, но и стационарного характера. Гидрологические работы были организованы проф. В. Г. Глушковым и производились под общим его руководством С. И. Копланом при участии В. Г. Евангелидис и других сотрудников. Метеорологические и магнитометрические работы были организованы директором Главной геофизической обсерватории В. И. Поповым и велись частью им самим, частью под его руководством. Результаты гидрологических, магнитометрических и метеорологических работ печатаются в виде отдельного выпуска трудов Закавказской комиссии.

Полевые работы Закавказской комиссии на Алагезе заканчиваются летом текущего 1931 г., камеральная обработка и печатание результатов всех работ будут закончены в течение 1932 г. Но на Алагезе останется в наследство от наших работ высокогорная метеорологическая станция на оз. Кара-гель. Организованная нами летом 1929 г. сначала в скромных размерах, эта станция, которая в то время была наиболее высокой в СССР, дала возможность поставить на Алагезе непрерывные метеорологические наблюдения в наскоро построенном небольшом каменном здании. Обсерватория эта перешла затем в ведение Гидрометеорологического комитета, который строит там уже более капитальное здание. И есть надежда, что деятельность этой высокогорной станции не только укрепится, но и разовьется в сторону физиологических наблюдений по примеру станции на Монте-Роза, а также в качестве базы для дальнейшего изучения Алагеза и серьезных туристических начинаний.

Академик *Ф. Левинсон-Лессинг.*

15 Сентября 1931 г.

Б. Л. ЛИЧКОВ

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ
АЛАГЕЗА · I



I. ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ВЕРШИННОГО ПОЯСА АЛАГЕЗА¹

1. РАЙОНЫ ВЕРШИННОГО ПОЯСА, ЕГО РОССЫПИ И ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

ВЕРШИННЫЙ пояс Алагеза в самых общих чертах можно разделить на три основных района: I — район вершин и прилегающих склонов их в обе стороны — к привершинному плато и к кратеру, II — район привершинного плато и III — начало склона от этого плато вниз. Каждый из этих районов очень отчетливыми и определенными чертами отличается от остальных. В основных чертах их различия сводятся к следующему.

I. Четыре вершины Алагеза это — довольно острые зубчатые остатки краев кратера, представляющего собой гигантский цирк с отвесными склонами, имеющими до 300 м в высоту. Склоны вершин, обращенные к вершинному плато, не столь круты. Они покрыты у южной, югозападной и частично других вершин огромным количеством россыпей вулканических

¹ Настоящая работа, состоящая из двух глав, представляет собой результат исследований, которые были произведены автором летом 1929 г. Лишь частично использованы материалы исследований 1930 г. Главные задачи экспедиции лежали в области гидрогеологии. Материал по этой части исследований будет опубликован особо. Считаю необходимым отметить, что производившиеся мною в 1929 г. на Алагезе исследования составляли продолжение работ проф. П. И. Лебедева по изучению петрографии этого вулкана. В связи с этим в отношении изучения петрографии пород я самостоятельных исследований не производил и опираюсь в настоящем очерке на результаты работы П. И. Лебедева в этой области. Помощником автора в его работе в качестве научно-технического сотрудника был Э. М. Мурзаев.

пород, загромождающих путь к вершинам там, где склоны относительно пологи. Как это ясно видно, в крутых склонах вершин со стороны кратера сложены они из довольно разнообразных наслоений пород, в разное время выброшенных вулканом (фиг. 1, 2 и 3).

II. Привершинное плато является относительно ровным и все лежит если не на одном, то на близких уровнях. Оно прорезано верховьями речек Амперт, Архашан, Каранлых и других, резко врезающимися в плато. Поверхность плато покрыта огромным количеством каменных россыпей разных типов (фиг. 4, 5 и 6). Кроме верховьев долин, нарушающих однообразие плато, на поверхности его имеются очень резко выраженные длинные червеобразные более или менее островерхие кряжи или хребты (фиг. 7, 10 и 11), состоящие из вулканических пород, более или менее концентрически отходящие от вершин и подобно долинам обособляющие плато на участки, иногда совершенно отрезанные один от другого. Плато довольно хорошо выражено в виде окаймляющего вершины пояса с запада от вершин, причём оно окаймляет вершины полукольцом; на восточной стороне плато, разбиваясь на мелкие части, почти совершенно сходит на-нет. И плато, и указанные кряжи, и, наконец, резко выраженные верховья долин на двухверстной и пятиверстной картах Алагеза видны очень отчетливо (на фот. стр. 3 — вид вершин среди плато с севера).

III. Третий из вершинных поясов — склон от привершинного плато вниз. Склон этот является закрытым и довольно пологим. Каменные россыпи в нем имеются только в верхней его части, прилегающей к вершинному поясу (фиг. 8). Склоны долин, прорезающих этот район, также закрыты (фиг. 9). Этим они отличаются от долин средней части склонов Алагеза, представляющих собой каньоны с очень хорошими обнажениями.

Таковы основные характерные черты трех районов вершинного пояса Алагеза.

Чтобы понять генезис трех различных ландшафтов этих трех районов, необходимо остановиться на более подробной характеристике обоих верхних районов, именно вершин и привершинного плато. Эти районы как по обширности своей площади, так особенно по типичной выраженности своих характерных признаков, освещающих генезис ландшафта, являются несравненно более интересными, чем указанная полоса склона, расположенная ниже.

Привершинный пояс Алагеза, окаймляющий четыре его главные вершины, характеризуется прежде всего полным отсутствием здесь на плато выходов коренных пород; с последними мы встречаемся только, или углубляясь в долины, или на склонах пересекающих местность упомянутых выше хребтов. Местность представляет собой, как указано, подобие плато, на большей части своего протяжения усеянного каменными россыпями и

отдельными камнями (фиг. 2, 3, 4 и 7) и прорезанного глубокими ущельями. Каменные россыпи усеивают также и подъем от плато к вершинам (фиг. 2, 3 и др.).

Прежде всего остановлюсь на различии россыпей и осыпей. Хотя эти два явления и обуславливаются в своем генезисе одним и тем же процессом выветривания, они отчасти представляют две различные разновидности делювия-пролювия. Отличие их в том, что осыпи обычно в виде сплошных прерывистых валов и шлейфов окаймляют подножие склонов; что касается россыпей, то они образуют обыкновенно также сплошные или прерывистые покровы на склонах гор и их вершинах.

На Алагезе осыпи сосредоточены почти исключительно в нижних частях долин каньонов. Большой роли в морфологии они не играют. Вершинное плато и верхние части склонов долины заняты россыпями. Эти два типа россыпей, т. е. тип плато и тип склонов, определенно отличаются один от другого. Среди россыпей плато можно различать, помимо этого, два типа: 1) сплошные большой мощности нагромождения, камней и 2) поля, не носящие характера сплошности, а состоящие из рассеянных, неплотно примыкающих друг к другу обломков.

Я не сомневаюсь в том, что если более внимательно подойти к тем гигантским россыпям, которые составляют характерную черту вершинного пояса Алагеза, то из их изучения можно извлечь много поучительного: к сожалению, у меня для того, чтобы заняться этой задачей, времени было недостаточно. Поэтому я ограничусь в дальнейшем изложении очень немногими замечаниями по этому поводу.

Каков генезис этих каменных россыпей? Прежде всего нужно определенно сказать, что материалом для образования их послужили те вулканические породы, которые покрывали первоначально вершину. Те самые дацитовые и липарито-дацитовые лавы, которые образуют вершину и отходящие от нее кряжи, входят в состав россыпей в виде обломков. Кроме того, в них имеются туфы сходные с теми, которые ниже окаймляют сплошным почти кольцом подножье Алагеза. Россыпи представляют собой следствие прежде всего механического выветривания этих пород, которое вообще было настолько интенсивно, что на вершине остались в результате только обломочные образования, и коренных выходов пород не сохранилось почти вовсе. Очевидно климатические условия в вершинном поясе Алагеза очень благоприятствовали процессам механического выветривания.

Надо сказать, что вершина Алагеза не представляет какого-нибудь исключительного явления в этом отношении. Щебневые россыпи и каменные моря (Felsenmeere) часто покрывают вершины и склоны хребтов в Средне-германских горах, на Карпатах, в Келецко-Сандомирском кряже, на Южном Урале.

Для каменных россыпей этих последних местностей исследованиями В. Лозинского,¹ Гекбома,² Д. Н. Соболева³ и др. установлено, что эти щебневые россыпи и каменные поля создались не сейчас, а в предшествующую эпоху при иных климатических условиях, именно в ледниковую эпоху. В указанную эпоху в полосе Европы, которая примыкала с юга к леднику, должен был господствовать суровый климат. Результатом очень низких зимних температур этого времени являлось сильное механическое раздробление пород, вполне сходное с тем, которое сейчас происходит около материковых льдов. Каменные россыпи европейских гор в своем возникновении связаны хронологически с ледниковой эпохой и представляют сейчас реликты этой эпохи.

Нужно отметить, что некоторые авторы, следуя за Андерсоном,⁴ видят в каменных морях результат так называемого „течения почв“, или солифлюкции, а не механического выветривания. Это отличие взглядов для нас впрочем не имеет значения в связи с тем, что по поводу времени возникновения этих россыпей почти все ученые единодушно относят его к ледниковой эпохе. Основание к этому, между прочим, то, что сейчас условия во всех названных горных местностях неблагоприятны для образования голых щебневых накоплений, о чем свидетельствует факт, что они покрыты растительностью, частью даже древесной.

Можно ли те же выводы сделать по отношению к россыпям привершинного пояса Алагеза?

По поводу этих россыпей нужно сказать на основании приведенных о них в предыдущем изложении данных, что в связи с разнообразием их типов весьма возможно, что разные типы их созданы разными факторами: здесь играло роль и механическое выветривание, и солифлюкция, и грязевые потоки, и, может-быть, еще какие-либо иные факторы. Происхождение их, повидимому, разное, а у некоторых форм сложно комбинированное.

Что касается отношения россыпей Алагеза к ледниковой эпохе, то, прежде всего, во избежание недоразумений я считаю необходимым отметить, что по наличности в известном месте россыпей делать вывод о факте пребывания там в прошлом ледника нельзя.

¹ W. Lozinsky. Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. Mitteil. d. K. Geol. Ges. in Wien, II, 1909, p. 162; Он же. Die Periglaziale Facies der mechanischen Verwitterung. XI Intern. Congr. Géol., Stockholm, 1912, C. R., p. 1039.

² Högbom. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. of Upsala, XII, 1914, p. 157.

³ Д. Н. Соболев. Польско-Украинская периглациальная эоловая формация. Вісник Укр. Відділу Геол. ком., вып. 6, 1925, стр. 55—57 и др.; Он же. Ледниковая и приледниковая формация северной Европы и Польско-Украинская периглациальная эоловая формация. Праці Першого З'їзду дослідж. продукц. сил України, I, 1926.

⁴ J. Anderson. Solifluction a component of sulacrial denudation. Journ. of Geol., XIV, № 2, 1906.

Иначе говоря, видеть в россыпях доказательство того, что на Алагезе было оледенение, — нет никаких оснований.

Что касается времени возникновения россыпей, то весьма вероятно, что большая часть их, в смысле хронологии, создалась действительно в ледниковый период, но это только вероятность, — не более. Она может приблизиться к уверенности при осуществлении одного из двух условий или обоих этих условий вместе: одно условие — доказательство того, что сейчас россыпи на Алагезе уже не создаются, другое условие — доказательство наличия на Алагезе признаков древнего оледенения. Уже один факт, что россыпи сейчас на Алагезе в большом масштабе не создаются, сделал бы весьма правдоподобным отнесение их возникновения к прошлому. Доказательство наличия в этом прошлом оледенения должно превратить эту правдоподобность почти в уверенность.

× По первому вопросу об образовании россыпей на Алагезе в настоящее время можно действительно думать, что сейчас процесс этот хотя идет, но идет не так интенсивно, как шел когда-то. Правда, резкие колебания температур, суточные и годовые, в вершинном поясе имеются. Неизбежно должно происходить поэтому и механическое выветривание. Однако масштаб этого явления повидимому не особенно велик. В связи с отмеченной выше сложностью генезиса привершинных россыпей, я для освещения этого вопроса останавлиюсь на дацитовой полосе более низко расположенного района среднего пояса склона горы. Поверхность дацитового лавового покрова оказывается здесь состоящей из отдельных бугров-горок, которые все, так сказать, рассыпаны в результате механического выветривания в груды глыб (см. главу II, фиг. 29). Глыбы эти имеют вид очень давнего происхождения и явно создались как результат механического выветривания. По вопросу о том, продолжается ли это выветривание и сейчас, ряд признаков говорит за то, что сейчас оно очень мало интенсивно. Если этот факт сопоставить с тем, что все же всюду горки эти разбиты на множество глыб, то отсюда следует вывод, что наиболее интенсивная фаза этого процесса была очевидно в далеком прошлом. Сейчас в районе восточного склона Алагеза (район Инаклю—Пираган) эти горки поросли мелким лесом и иной растительностью, которая защищает их от механического выветривания.

× Наряду с механическим выветриванием, очевидно под влиянием тех или иных факторов, происходил разнос глыб по поверхности привершинного плато. В частности только таким путем могли произойти те россыпи из разнородного материала, о которых я выше говорил. Сейчас во всех россыпях глыбы лежат необычайно плотно, прилегая друг к другу, и явно представляют хорошо слежавшиеся массы. Перемещение отдельных глыб на плато, судя по этому, если и производится талыми снеговыми водами и дождевыми потоками, то производится сейчас в самых незначительных



Фиг. 1. Главная (северная) вершина Алагеза. Снято 22 VIII 1929.

размерах. Между тем самый размер уже существующих россыпей на вершинном поясе определенно говорит, что в прошлом было иное. Судя по этому, мне думается, что каменные россыпи Алагеза мы можем рассматривать как застывшие формы прошлого, формы так сказать ископаемые. Совершенно естественно при этом, что сами россыпи, являясь, с одной стороны, проявлением климатическим, а с другой, имея большую связь с намывом соответствующей им эпохи, нередко имеют для каждой эпохи вид грубо выраженных своеобразных наклонных поверхностей. Образование упомянутых „ископаемых“ каменных россыпей вершинного пояса всего правдоподобнее приурочить по времени их создания к ледниковой эпохе. Это приводит нас к следующему вопросу: нет ли на вершине Алагеза каких-нибудь признаков древнего оледенения? Иными словами, поясняя предыдущее, можно поставить вопрос, не принимал ли в транспорте подготовленных выветриванием материалов участие, кроме воды и грязевых потоков также и лед? На этот вопрос, на основании имеющегося фактического материала о морфологии вершинного пояса Алагеза, приходится ответить утвердительно. К доказательству этой мысли я попытаюсь подойти в результате последовательного описания всех черт геоморфологии вершинного пояса.

Начнем с упомянутых выше узких кряжей, которые бороздят поверхность плато. Они ясно видны на двухверстной и одноверстной картах.



Фиг. 2. Южная вершина Алагеза. Снято вблизи оз. Кара-гель 10 VIII 1929.

Это — Ампур-даг, Кара-даг, Архашан-даг и еще несколько других (фиг. 7, 10 и 17). Некоторые из этих кряжей, как Архашан-даг или кряж высоты 1610 м, вплотную подходят к главным вершинам Алагеза, другие (Ампур-даг, Кара-даг) несколько не доходят до вершин. Схема, изображающая расположение этих кряжей в двухверстном масштабе, дана на фиг. 11. Все эти островершинные хребты состоят из липарито-дацитовой лавы. Важно с этим сопоставить, что на пространстве между этими кряжами — а обнажения здесь имеются в долинах рек — липарито-дацитовой магмы в коренных обнажениях нет, а имеется только магма дацитовая. Создается таким образом впечатление, что пространство плато между кряжами освобождено от позднейших излияний какими-то процессами. Эти процессы могут быть: или водная, или ледниковая эрозия. Чтобы оценить сравнительную роль этих двух видов эрозии, обратим внимание на два характерных момента: один — это червеобразно вытянутая форма тех островерхих кряжей (фиг. 10 и 11), которые пересекают вершинный пояс; второй момент заключается в том, что между этими кряжами расположены циркообразные впадины (фиг. 1, 3, 11, 12 и 13). Как можно объяснить происхождение обеих этих форм? Ответить на этот вопрос, это значит выяснить, какая эрозия преобладала в создании морфологии Алагеза — ледниковая или водная.

Поскольку в западинах между кряжами снята целая серия из покрова вулканических пород, есть полное основание сказать, что именно этим

снятием и обусловлена самая противоположность кряжей и разделяющих их цирков. Иначе говоря, один и тот же вид разрушительных процессов создал и кряжи и цирки. Ледниковое выпаживание или водная эрозия создали здесь так называемые вогнутые или полые формы рельефа, приведя к огромной убыли горных масс в промежутках между кряжами и создав островерхость этих уцелевших контрфорсов. Сопоставляя работу жидкой воды и льда по отношению к формам рельефа, нужно сказать, что вода на крутом склоне неизбежно работает в глубину по пути своего течения. Что касается ледника, то его работа в сочетании с атмосферным выветриванием находит свое выражение преимущественно в расширении занятых им впадин. Ледник главным образом переводит выпуклые формы рельефа в вогнутые, именно потому, что он расширяет полости, а не углубляет их. В связи с этим, если исключить оползневые формы рельефа, которых впрочем нет и на Алагезе, то именно лед, а не вода, создает такие образования, как цирки. Как общее правило, ледниковые цирки имеют плоское с некоторым наклонном дно и с трех сторон ограничены более или менее крутыми стенками. Именно такую форму имеют цирки Алагеза.

Цирки при оледенении играют ту роль, что они скопляют в себе снег и преобразуют его в ледник, который и на территории цирка и дальше вниз по склону, вне его, проявляет свою разрушительную работу. Полуую форму рельефа, подобную цирку, нельзя объяснить работой наземной воды, но работой ледника она объясняется легко. В результате создания в вершинном районе целого ряда подобных цирков, вершинный пояс, как это отметил Чемберлен, может приобрести характер своеобразных кратерных гор, отнюдь не вулканического происхождения, что мы и видим на вершинном плато Алагеза вне области его настоящего кратера. Равным образом необъяснимые иначе островерхие кряжи, разделяющие полые формы рельефа, находят прекрасное объяснение в работе того же льда. Как говорит Мартонн, „ледник, как плуг, везомый сильными волами, пашет тихо, но упорно; лемех его, каковы бы ни были препятствия, погружается и продвигается, вырывая пни и камни...“ Для обозначения этой ледниковой эрозии, как известно, и применяется термин „выпахивание“. При этом эродированная ледником почва под собой по всей линии своего течения, а не только на концах. В частности, как и у реки, эродированная сила ледника весьма значительна в верховьях. Разрушая с двух сторон расположенных рядом цирков разделяющую их стенку кряжа, ледниковое выпаживание придает этой стенке тот характерный вид островерхого кряжа, который типичен для разделяющих цирки червеобразно извивающихся по вершинному плато кряжей Алагеза. Мне думается, что узкая удлиненная двускатная форма кряжа только и может быть объяснена снятием с их стенок большого количества того материала, из которого сложены были эти стенки.

Чтобы подробнее обосновать эту мысль, я позволю себе дальше последовательно описать все основные цирки и кряжи ледникового „карового“ ландшафта Алагеза. Основных цирков на Алагезе восемь. На описании их мы остановимся дальше.

Очевидно, если на Алагезе имеются ледниковые цирки, то неизбежно должны быть и другие признаки ледникового ландшафта. В действительности эти „другие“ признаки действительно имеются. Если кратко их перечислить, они выражаются: 1) в трогообразном строении верховьев долин Алагеза, 2) в продольной ступенчатости долин (ригели), 3) в наличности в вершинном поясе значительного количества озер, 4) в окатанности определенных сторон глыб, входящих в состав россыпей, 5) в определенной, местами наблюдаемой на окатанных глыбах штриховке и, наконец 6) в не совсем ясно выраженном поясе накопления рыхлого материала в нижних частях цирков; сюда же, повидимому, надо отнести 7) окатанность пород дацитового пояса Алагеза в некоторых местах по долине Абарана.

Остановимся последовательно на всех этих признаках.

Начнем с трогов и остановимся для начала на самом понятии трога, как оно выяснилось в последнее время в литературе.

2. ПРИЗНАКИ ОЛЕДЕНЕНИЯ: ТРОГИ АЛАГЕЗА

Как известно, долинам тех горных местностей, которые испытали оледенение, нередко свойственна корытообразная форма, а в верховьях — устьевые ступени, уступы склонов и т. п. Впервые это явление было отмечено еще П. А. Крапоткиным,¹ который указал, „что в долинах, созданных ледником, поперечное сечение складывается из двух выпуклых кривых, тогда как в долинах, выточенных исключительно или главным образом водою, оно складывается из двух вогнутых кривых“.² Он отметил существование в верховьях долин — цирков, т. е. больших чашевидных расширений, которые в древнее время и являлись вместилищем верхних частей древних ледников.³ П. Крапоткин считал несомненным, что водный размыв не мог дать круглой формы впадины, каким является цирк и считал необходимым привлечь к объяснению этих форм рельефа действие льда.⁴ То же самое он относил и к крутым склонам цирков. Лед, скользя по долине, по его мнению, неизбежно должен обтачивать склоны долины, истирая их двигаемыми им осыпями. Результатом должно было явиться срезание нижней части склонов и придание нижним частям их все большей

¹ П. А. Крапоткин. Исследования о ледниковом периоде. Зап. Геогр. общ., VII, СПб., 1876.

² Op. cit., стр. 663.

³ Ibid., стр. 645—646, 649—650.

⁴ Ibid., стр. 652.

крутизны.¹ Здесь чувствуется зачаток мысли о корытообразных ледниковых долинах.

Дальнейшую разработку вопроса о формах ледниковых долин, их ступенях и пр. находим преимущественно в литературе, посвященной описанию геоморфологии и последних страниц геологической истории Альп и лишь в гораздо меньшей степени других горных цепей. Надо отметить раньше всего, что в вопросе о характере речных долин здесь можно отметить два течения. Одно, считающее главным фактором создания этих долин воду и другое — выдвигающее в качестве такого фактора — лед. Первое течение связано с именем Гейма,² второе — с именем А. Пенка.³ Первое течение доказывало подчиненное значение ледниковой эрозии, заключающееся лишь в том, что последняя лишь незначительно видоизменяет работу рек и выветривания. Наоборот, согласно воззрениям представителей второго течения, ледники имели огромную выпахивающую способность и именно их работой создались в основном долины, причем вода лишь дополняла работу льда. В каждой из этих школ имеется значительное число оттенков воззрений. Очень резко оба течения столкнулись в 1910 г. на Стокгольмском XI международном геологическом конгрессе. На стр. 477—489 первого тома „Compte Rendu“ этого конгресса (Stockholm, 1912) помещен диспут между Пенком и Геймом и их школами. Рамки этого спора шире того вопроса, о трогообразных долинах и вообще о форме долин, который нас сейчас интересует. Однако несомненно, что именно та или иная форма долин — корытообразная их переуглубленность и продольная ступенчатость — занимают в этом споре центральное место.

В излагаемом ниже небольшом обзоре основных воззрений по данному вопросу (о трогах) я не имею в виду задачу дать историю этих воззрений после П. А. Крапоткина. Мне хочется только оттенить некоторые основные течения в научной трактовке вопроса о характере ледниковых долин, их основных чертах и происхождении.

Термин „Taltrog“ в применении к ледниковым долинам находим у Эд. Рихтера,⁴ который объяснил возникновение корытообразных долин как результат выпахивающей работы льда, которая хронологически не совпадала с эпохой максимального развития льдов. Скорее оно совпадало

¹ Ibid., стр. 652.

² A. Heim. Über Glazialerosion. Verhandl. XI Intern. Géol. Congr., Stockholm, 1912; Он же. Geologie der Schweiz, Bd. I, 1917.

³ Penck. Glaziale Erosion in den Alpen. C. R. du XI Intern. Géol. Congr., 1912 и цитир. дальше его работы.

⁴ Ed. Richter. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitteil., Ergänzungsheft 132, 1900; впервые впрочем этот термин был применен в несколько ином смысле А. Пенком (см. дальше).

с временем, когда язык глетчера, залегающий в долине, был менее мощен, чем в ледниковое время.¹

Рихтер сблизил норвежские фиорды с альпийскими трогами и пришел к выводу, что это — явления параллельные, имеющие одинаковое происхождение.²

По отношению к Норвегии Эд. Рихтер указал, что это — характерная денудационная равнина, с которой в геологическом прошлом эрозией снесены огромные массы материалов, что на очень много снизило основные высоты.³ Равнина эта носит на себе целый ряд бесспорных и явственных следов оледенения, которые выражаются в том, что горы здесь округлены, а долины носят мультобразный характер, имея в то же время ряд озер, отделенных друг от друга уступами с каскадами.⁴ Эд. Рихтер оговаривался, что было бы ошибкой видеть на поверхности норвежских фиордов только проявления ледниковой денудации.⁵ На деле здесь весьма ясно выражена доледниковая долинная система, которая затем была преобразована льдом. В результате создались двойные долины, лишенные воды участки долин и пр.,⁶ выявились определенные отличия склонов троговых и обыкновенных речных долин. Не останавливаясь на более подробной характеристике геоморфологии Норвегии, по Рихтеру, я укажу прямо, что целый ряд наблюдаемых здесь явлений он сопоставлял определенно с явлениями в Альпах. К числу таких явлений относятся фиорды, которые автор сопоставлял с альпийскими трогообразными долинами. И те и другие имеют V-образную форму в поперечном разрезе и ряд других черт сходства.⁷ При этом корытообразность их (и тех и других) нельзя объяснить ни обычной речной эрозией, ни сплошным покровом главной фазы оледенения. Ее создали движущиеся ледяные потоки разных стадий оледенения.⁸

Позже Гесс⁹ отметил как характерную черту корытообразного трога, существование в верхней части его нескольких карнизообразных уступов на склонах (долины Инна и Этца; Норвегия, Гальдгеншпиген; долина Баксана на Кавказе). Таких уступов он находит три, в результате чего у него

¹ Ed. Richter. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen, p. 52 u. a.

² Ed. Richter. Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wissensch. in Wien, M.-N. Cl., Bd. CV, Abt. I, 1896.

³ Ed. Richter. Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen, p. 147—148.

⁴ Ibid., p. 149.

⁵ Ibid., pp. 150—151.

⁶ Ibid., pp. 151—152.

⁷ Ed. Richter. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen, p. 54.

⁸ Ibid., p. 178.

⁹ H. Hess. Der Taltrog. Peterm. Mitteil., 1903; Он же. Die Gletscher. Braunsch., 1904; Он же. Probleme der Gletscherkunde. Zeitschr. f. Gletscherk., I, 1906—1907; Он же. Alte Thalböden im Rhonengebiet. Zeitschr. f. Gletscherk., II, 1907—1908.



Фиг. 3. Главная и восточная вершины Алагеза. Снято 22 VIII 1929.

получается четыре вложенных друг в друга трога, которые он сопоставляет с четырьмя оледенениями Альп Пенка и Брюкнера.

По представлению Гесса, каждый из четырех трогов был создан ледником, который заполнял его до краев.¹ Дно самого верхнего трога, отвечающего гюнцскому оледенению, Гесс первоначально считал совпадающим с поверхностью границы сглаживания.² Рисунки его впрочем с этим трактованием не совпадают и дают несколько иную картину: трог гюнцского периода заключается между границей сглаживания и верхним дном долины, иногда же он оказывается выше границы сглаживания ледникового периода (ср. фиг. 10, 14, и др.). Позже он пришел к выводу, что край второго, т. е. миндельского трога совпадает с верхней границей сглаживания.³

Критические замечания Крамера, Пенка и Брюкнера заставили Гесса несколько изменить в дальнейшем и эту схему.⁴ Он пришел к выводу, что вюрмское оледенение было очень незначительно, почему следа не оставило.⁵ Край трога принимавшийся им до сего времени за вюрмский

¹ Hess. Der Taltrog. Peterm. Mitteil., 1903, pp. 74—75; Он же. Die Gletscher. Braunsch., 1904, p. 365.

² Hess. Der Taltrog. Peterm. Mitteil., 1903, p. 73.

³ Hess. Probleme der Gletscherkunde, p. 243.

⁴ Hess. Alte Talboden im Rhonengebiet, 1907—1908, pp. 321—325.

⁵ Ibid., pp. 332—334.



Фиг. 4. Вид в окрестностях оз. Кара-гель. Вдали видны каменные россыпи.

является на деле рисским.¹ Три уступа внутри верховьев долины Гесс продолжал считать отвечающими основным фазам альпийских оледенений. По мнению Гесса, основные формы альпийских долин определил лед, а в межледниковое время вода создала сеть стока и добавила небольшие формы эрозионного размыва.²

Дальнейшие изменения в свою теорию Гесс внес через несколько лет.³ В заметке этой автор излагал данные наблюдений над Роной, в Швейцарии, а также на озере Изео, в долине Оглио и в южном Тироле.

Первая глава этой статьи, посвященная Ронской долине, излагает результаты изучения автором района Ронского глетчера. Край гюнцского трога автор нашел там, где он и раньше предполагал его существование. Он находится между теми образованиями, которые Э. Брюкнер назвал доледниковыми и верхней глетчерной границей.

На основании своих исследований автор пришел к выводу, что то, что Брюкнер называет доледниковой поверхностью страны, тождественно с долинными образованиями, созданными в миндельское время.⁴ Равным образом нашел здесь Гесс и образования, относящиеся к рисской долине.

¹ Ibid., pp. 336, 344.

² Ibid., pp. 334—344.

³ Hess. Die präglaziale Alpenoberfläche. Peterm. Mitteil., LIX, I, 1915, pp. 281—288.

⁴ Op. cit., p. 282.

Словом он настаивал в этой статье в полной мере на своей первоначальной мысли, которая сопоставляет уступы трога с основными фазами оледенений.¹ К тому же выводу он пришел и во второй части статьи на основании работ в южном Тироле и около ледника Оглио.² Исходя из этого Гесс отверг предположения Люцерна о соответствии между уступами трога и фазами отступления ледника — бюль, гшниц и даун.³

Гесс высказал в заключение своей статьи следующую мысль. По его мнению, с тем же правом, с каким образование самого нижнего трога рассматривается как продукт гляциальной эрозии, мы вправе с той же точки зрения рассматривать и целый ряд более молодых трогов, на которые он указывает в своей статье. Образование долины на высоте врезается (einsetzt) в границу сглаживания; из всего этого, по мнению Гесса, следует, что „доледниковая поверхность Альпов лежит на высоте верхней границы ледниковых потоков“.⁴

В резкой противоположности с этими взглядами Гесса находятся соображения, высказанные Крамером⁵ в критической статье по поводу работ Гесса. Крамер доказывал существование всего одного трога. Часть возражений Крамера касалась вопроса о возможности оперировать с понятием ледникового потока как чего то текучего. Крамер считал это неправильным. Неверным считает он далее указание соответствия между ледниковыми фазами и уступами долины, причем отметил, что фактам противоречит игнорирование четвертого оледенения.

На точке зрения одного трога стоял также Дистель⁶ в нескольких работах с 1912 по 1914 г. Одной из характерных черт его воззрений является то, что непременным условием образования трога он считал предварительное создание долины⁷ работой речной эрозии. Неравномерной речной эрозией склонен Дистель объяснить и переуглубление речных долин. Река, послужившая основой трога, заложена была, по его мнению, в доледниковое время.

¹ Ibid., p. 286.

² Ibid.

³ Ibid.

⁴ Ibid., p. 288.

⁵ H. Cramer. Probleme der Gletscherkunde. Zeitschr. f. Gletscherk., II, 1907—1908, pp. 148—150; Он же. Zur Frage ineinander gescholteter Taltröge in den Alpen. Zeitschr. f. Gletscherk., 1908, p. III.

⁶ L. Distel. Die Formen alpiner Hochtäler insbesondere im Gebiet der Hohen Tauern und ihre Beziehungen zur Eiszeit. Landeskundliche Forschungen, herausgegeben von der Geogr. Gesellschaft in München. Heft 13, München, 1912; Studienreise im Centralen Kaukasus. Mitteil. d. Geogr. Gesellschaft in München, 1912, VII; Он же. Ergebnisse einer Studienreise in den Centralen Kaukasus. Abhandl. d. Hamburg. Kolonialinstituts, XXII, 1914; Он же. Zur Entstehung des alpinen Taltröges. Mit. Geogr. Gesellschaft., München, VII, Heft I, XIII, 1919.

⁷ L. Distel. Die Formen alpiner Hochtäler etc., p. 106; Ergebnisse etc., pp. 83—85.

Близки к взглядам Гесса идеи Люцерна, Килиана и Мартонна. Р. Люцерна,¹ как и Гесс, горячий сторонник множественности трогов. По его мнению, однако эти уступы долин нельзя сопоставлять с четырьмя основными фазами оледенения.² По мнению Люцерна, гляциальные формы внутренних частей гор видимые нами не могут быть по времени отнесены дальше, чем к стадиям бюль³ или даун. О Гессе он писал в таких выражениях: „Исходя из совершенно правильной мысли о множественности трогов он заметил расчленение в Mer de Glace, но трогои его счел современными в то время как на деле они являются стадияльными“.⁴ „Разъяснение разницы моего взгляда от взгляда Гесса“, писал далее Люцерна, „нетрудно сделать если указать, что на место вюрмского трога я ставлю даунский, а на место рисского трога Гесса — гшницкий; кроме того имеются скудные остатки бюльского трога“.⁵

Статья Люцерна в „Zeitschrift für Gletscherkunde“ сопровождалась примечанием редакции за подписью Брюкнера,⁶ содержащим в себе целый ряд веских возражений против идей автора. В частности это примечание считает категорически совершенно неверным взгляд Люцерна о молодости нижних трогов в больших долинах внутренних частей Альп.

Г. Лаутензах в своей монографии о ледниковых формах в верховьях бассейна Тичино⁷ также подверг взгляды Люцерна критике. По его мнению, долинный трог везде закладывается рекой, в смысле создания предварительных условий для образования трога, но затем дальнейшее изменение и в частности переуглубление речных долин нужно приписать ледниковой эрозии.

При этом закладка речных долин происходила, по мнению Лаутензаха, не в доледниковое, а в межледниковое время. Что касается трога, то, по Лаутензаху, непременным предварительным условием его возникновения является таким образом прорытие водою в глубине старой долины новой более узкой, которая и превращается в трог.

Очень большой интерес представляют работы Килиана, посвященные этому вопросу.⁸ Килиан считал причиной переуглубления речную эрозию

¹ R. Lucerna. Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geogr. Jahresber. aus Osterreich, 1906; Он же. Glazialgeologische Untersuchungen der Liptauer Alpen. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wissensch. in Wien. M. N. A. 1908, Abt. I, 1908, Juni; Он же. Die Eiszeit auf Korsika. Abhandl. d. K. Geogr. Gesellsch. in Wien, Bd. IX, 1910, Heft I; Он же: Die Trogfrage. Zeitschr. f. Gletscherk., V, 1911; Он же: Die Flächengliederung der Montblancgruppe. Geogr. Zeitschr., 1913.

² R. Lucerna. Gletscherspuren in den Steiner Alpen etc., p. 63 u. a.

³ R. Lucerna. Die Trogfrage etc., pp. 357, 368—370; Он же. Die Flächengliederung etc.

⁴ R. Lucerna. Die Trogfrage etc., p. 368.

⁵ Ibid.

⁶ Ibid., p. 371.

⁷ H. Lautensach. Die Übertiefung des Tessingebiets. Morphologische Studie. Geogr. Abhandl., N. F. Leipzig, 1912.

⁸ W. Kilian. L'érosion glaciaire et la formation des terrasses. La Géographie, vol. XIV, 1906; Он же. Contributions à l'histoire de la vallée du Rhône à l'époque pleistocene. Zeitschr. f. Gletscherk., VI, 1911.

и полагал, что боковые долины сохранились от эрозии местными ледниками, которые после отступления главного ледника занимали боковые долины. Килиан подчеркивал, что изолировать вполне работу льда от эродирующей деятельности воды не представляется возможным: фактически они идут бок-о-бок взаимно друг друга дополняя, так что происхождение долин в Альпах вообще сложное.

Первоначально каждая долина повидимому, все таки, заложена была деятельностью воды.

Рассматривая большую альпийскую долину, мы можем в ней, по мнению Килиана, различить в зависимости от высоты такие морфологически различные зоны.

1) Совершенно вверху крутая вершина с ее отвесами, формы которой созданы механическим выветриванием.

2) Ясная граничная линия отделяет широкую ниже лежащую зону с менее резкими склонами и мягкими формами, которые в большей или меньшей степени округлены ледником.

3) За этой зоной опять следует зона с крутыми уклонами и стенами, которая характеризует более глубокую область долин. Граница между средней зоной и нижней отмечена уступом.

Соотношение этих зон указывает на последовательное углубление долины. Как представляет себе Килиан это углубление видно на приведенных им схематических долинных профилях.

В доледниковое время, по его мнению, уже существовали неглубокие долины. Оледенение покрыло их льдами, причем дно их оказалось выстланным основными моренами, а на краях ледниковых потоков создались морены краевые. При этом существенного углубления от действия льда Килиан не допускал. Затем оледенение отступило и водный поток начал создавать себе русло в оставленных ледником осадках углубляясь в них. Это углубление долины происходило таким образом в межледниковую эпоху. Главная река сильно врезается в субстрат, так что притоки от нее отстают. Получается переуглубление главной долины. При возвращении ледника последний опять покрывает всю окрестность долины и выстилает ее дно, причем при движении лед, расширяя долину, превращает ее в трог. Дно последнего при отступлении ледника покрывается флювиоглациальными отложениями, по которым и прокладывает свою дорогу русло. Флювиоглациальные отложения сверху покрываются моренами отступления и таким образом дно поднимается. Создается переуглубление главной долины в отношении боковых.

Чрезвычайно важна и ценна мысль Килиана, что, на основании изложенного выше, происхождение переуглубления, хотя бы частью, может быть поставлено в связь с евстатическими движениями морского уровня, как это указывал Ламонт. Связанное с опусканием морского уровня понижение базиса эрозии должно оживить речную эрозию.

Более позднее новое наступление ледника привело к образованию переуглубления главной долины, причем создается ее трог.

Во второй работе Килиана очень интересно указать, что помимо флювиоглациальных образований на дне долины надо учесть образование настоящих террас в силу изменений базиса эрозии (согласно Ламотту, Булю, Депере, Негрису и пр.).¹ Килиан подчеркнул, что все излагаемые им соображения хорошо совпадают с идеями Пенка и Брюкнера, относящимися к механизму повторяющихся оледенений, сопровождаемых ледниковыми переуглублениями и разделенных фазами отступаний.² „Тем не менее“, писал в этой статье Килиан, „мы далеки от того, чтобы отвергать влияние, которое могли иметь на образование террас и повторение циклов эрозии изменение уровня моря и эпирогенические движения. Террасы нижней долины Роны ниже Лиона обязаны повидимому происхождением своим относительно изменению уровня Средиземного моря. Мы думаем, однако, что влияние этих террас не могло отражаться особенно заметно на нашей области, в которой преобладающую роль играли ледниковые осцилляции“.³

Приблизительно одновременно с Килианом над теми же вопросами работал Ш. Депере, который пришел к сходным результатам, но только выводам своим по поводу связи речной и ледниковой эрозии он придал более законченный и определенный характер, проведя мысль об определенной связи каждого из ярусов террас с моренными накоплениями определенного возраста. О взглядах его я буду говорить подробнее дальше.

В некоторых отношениях близок к Гессу и Люцерна упоминавшийся уже Эм. Мартонн.⁴

Ценной и весьма интересной стороной взглядов Эм. Мартонна является то, что он для межледниковых периодов выдвинул речную эрозию и ставил ее, так сказать, на очную ставку с эрозией ледниковой.

Свое изложение Мартонн начал с теории ледниковой эрозии. Особенно автор останавливался при этом на вопросе о величине производи-

¹ Op. cit., p. 31.

² Ibid., p. 64.

³ Ibid., pp. 64—65.

⁴ E. de Martonne. Sur l'inégale répartition de l'érosion glaciaire dans le lit des glaciers alpins. C. R. de l'Acad. des Sciences, vol. 149, II, 1909, pp. 1413—1415; Он же. Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire. C. R. de l'Acad. des Sciences, vol. 150, 1910, pp. 135—139; Он же. Sur la genèse des formes glaciaires alpines. Ibid., pp. 243—246; Он же. Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion appliquée aux vallées alpines; Ibid., vol. 153, 1911, pp. 309—312; Он же. Résultats de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion des vallées de l'Arc et de l'Isère; Ibid., pp. 404—407; Он же. Sur la chronologie des thalwegs pliocènes et L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. Ann. de Géogr., XIX, 1910, p. 289; XX, 1911, p. 1.



Фиг. 5. Бараньи лбы со следами ледниковых штрихов — дацитовая горка в вершинном поясе на левом берегу Амперта.

мого ледником трения и вывел отсюда некоторые законы для ледниковой эрозии, которые сводятся к следующему.¹

1) Вне определенного склона эрозия уменьшается, когда этот склон возрастает.

2) Места максимальной эрозии находятся выше и ниже ступеней (gradins) и сужений (étranglements) русла.

3) Верхние части фирна (névé) и конец языка являются местами почти нулевой эрозии.

Первые два закона, по мнению автора, можно выразить еще так: „эрозия пропорциональна замедлению, которое получает продвижение ледника вперед в силу неровностей почвы“.²

Чтобы применить эти принципы к альпийским ледникам надо вообразить, что долины созданы в основе текучими водами с неправильным продольным профилем и имеют достаточно изменчивый поперечный профиль. Когда такая долина сделалась постелью ледника, она претерпела изменение, которое еще увеличило впадины (bassins) и переломы продольного профиля. Из этого, по мнению Мартонна вытекает логическое объа-

¹ Ibid., vol. 150, p. 138.

² Ibid.



Фиг. 6. Коренной правый берег р. Амперт (на переднем плане видно террасовое плечо трога правого берега).

снение происхождения всех характерных форм альпийских долин:¹ переглубления (*bassins du surcreusement*) висячих долин, ледниковых цирков, конечных озер (*bassins terminaux*, *Zungenbechen*). Основной предпосылкой этого является принятие доледниковой речной эрозии, создавшей молодые долины. Это противоречит, по мнению Мартонна, теории ледниковых форм, развитой Пенком и Брюкнером, которая предполагала, что доледниковые долины были зрелыми. Но в то же время это согласно не только с механикой движения льдов, но с множеством характерных морфологических фактов. „Различные авторы — подчеркивал Мартонн — отметили в швейцарских и французских Альпах существование уступов (*épaulements*), образующих скалистые террасы, которые отмечают последовательные углубления долины в течение четвертичного периода, которые одни ставят в связь с ледниками, другие — с речками. Эти две гипотезы содержат часть истины. Речные углубления-долины, относящиеся к межледниковому времени сильно уменьшают значение ледниковой эрозии в этом процессе и это находится в согласии с нашей теорией, с другой стороны, такие явления, как бассейны-впадины, висячие долины, цирки и пр. могут объясняться только ледниковой эрозией“.²

¹ Ibid., vol. 150, p. 244.

² Ibid., p. 245.

По мнению Мартонна, необходимо допустить в Альпах крупные движения характера поднятий в конце плиоцена, но отнюдь нет надобности допускать целую серию движений, отвечающих каждой фазе межледникового углубления долин (*creusement*). Достаточно только допустить, что работа речной эрозии доледникового периода и межледниковых эпох не была доведена до создания профиля равновесия¹.

В общем происхождение альпийских долин весьма сложное и в объяснении их приходится оперировать как с данными тектоники, так с фактами, относящимися к речной эрозии и к эрозии ледниковой. Движения суши в конце плиоцена омолодили рельеф Альпов и придали рекам неправильный продольный профиль и более или менее значительную ширину профиля поперечного. Ледниковая эрозия воспользовалась всеми этими неровностями и создала бассейны, цирки, висячие бассейны, и пр. Межледниковая речная эрозия имела тенденцию все это сгладить и создать профиль равновесия. Но возобновление ледниковых фаз прерывало ее работу: „Альпийские долины имеют несомненные и многочисленные следы уровней эрозии в виде плоскостей (*replats*), пересекающих на разных высотах склоны“². При этом присутствие ледниковых отложений почти на всех уровнях не позволяет принять эти плоскости просто за аллювиальные террасы. Мартонн отметил, что выводы, к которым приходят по поводу этих уровней разные исследователи, идя методом морфологического анализа, очень различные и между собой несогласимы. По мнению Мартонна, результаты морфологического анализа могут быть поняты только при свете анализа геологического. При этом все аномалии древних тальвегов должны быть объяснены или литологическими влияниями, или движениями почвы, или действиями ледника или захватами (*captures*). Что касается возраста уровней эрозии, то он может быть выяснен теми аллювиальными отложениями, с которыми они согласуются ниже по долине.³ В случае долин, созданных речной эрозией, решение вопроса (*la solution*) достаточно просто. Гораздо сложнее стоит вопрос для альпийских ледниковых долин, где флювиоглациальные отложения залегают более высоко, чем постель ледника того же периода.⁴

Мартонн применил развитые выше принципы к характеристике долин Арка и Изера. Он отметил здесь существование восьми уровней эрозии. Объяснил он их совокупным чередующимся действием речной эрозии, эрозии водной.⁵ Основной вывод тот, что конец плиоцена и весь четвертичный представляют большой цикл эрозии, разделенный серией соглас-

¹ Ibid., vol. 153, p. 309.

² Ibid., vol. 153, p. 309.

³ Ibid., p. 311.

⁴ Ibid., p. 312.

⁵ Ibid., p. 509.

ных между собой эпициклов, у которых величина погружения не одинакова. Максимум она достигает в эпициклах, отвечающих первым ледниковым и межледниковым фазам. Погружение уменьшается когда межледниковые тельвеги приближаются к профилю равновесия. На деталях выводов Мартонна по поводу названных двух речек я здесь останавливаться не буду.

В общем Мартонн подчеркнул роль текучей воды в истории формирования долин Альпов и связал работу воды и работу льда по созданию этих долин в одну общую картину.

Ту же мысль о роли текучей воды в первоначальной закладке сделавшихся впоследствии трогами долин очень подчеркнул почти одновременно Э. Дригальский,¹ который определенно указал, что долинные трогги это результат ледникового преобразования доледниковых долин в том смысле, как это указал Дистель. Дригальский противопоставил друг другу два типа долин: U-образные долины, которые обычно обозначаются как трогги или трогообразные долины, связанные с ледником и обычные V-образные, созданные речной эрозией (Wassererosienstäler).

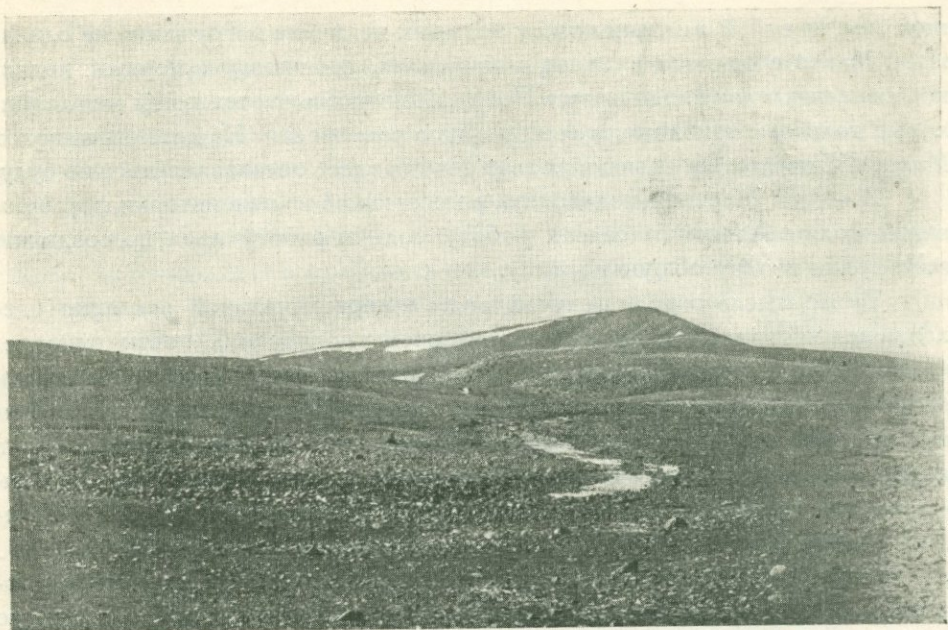
Полемизируя против первоначальных воззрений А. Пенка и противопоставляя им идеи Дистеля, он отрицал переуглубление долин в смысле А. Пенка. Первоначальной схеме А. Пенка Дригальский противопоставил свою схему образования трогов, из которой видно, что переуглубления не было. По его представлению, лед идет по течению не только вниз по долинам, но равным образом в основании долины от толстой середины ледника к более тонким краям его. Дригальский ссылаясь в подтверждение этого явления на свои наблюдения в Гренландии, продолженные затем С. Финстервальдером. Дригальский полагал, что это в стороны идущее движение льдов играет большую роль в образовании трогов. Расширяя дно долины, оно делает ее из V-образной, U-образной.

Интересны взгляды на трог А. Пенка.² Первоначально этот ученый применил термин „Taltrog“ в несколько ином смысле чем Рихтер, именно он полагал, что возникновение трога можно объяснить работой одной ледниковой эрозии без участия воды.³ Долины Альп создались, по его первоначальному мнению, в ледниковое время работой ледников, причем

¹ Von Drygalski. Die Entstehung der Trogtäler zur Eiszeit. Peterm. Mittel., Bd. 58, 1912, p. 8.

² A. Penck. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipz., 1882; Он же. Morphologie der Erdoberfläche. Leipz., 1896; Он же. Die Übertiefung der Alpenthäler. Verh. d. VII. Intern. Geogr. Congr. in Berlin, 1899, pp. 232—240; A. Penck und Ed. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipz., 1909, p. 303; Он же. Über glaziale Erosion in den Alpen. C. R. XI Intern. Geol. Congr., Stockholm, 1912; Он же. Schliftkehle und Taltrog. Peterm. Mittel., Bd. LVIII, 2, 1912; Он же. Die Terrassen des Isartales in den Alpen. Sitzungsber. d. K. Preuss. Akad. d. Wissensch., 1922, Brelin, pp. 206—208 u. a.

³ A. Penck und Ed. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipz., 1909, pp. 333; A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. Leipz., 1896.

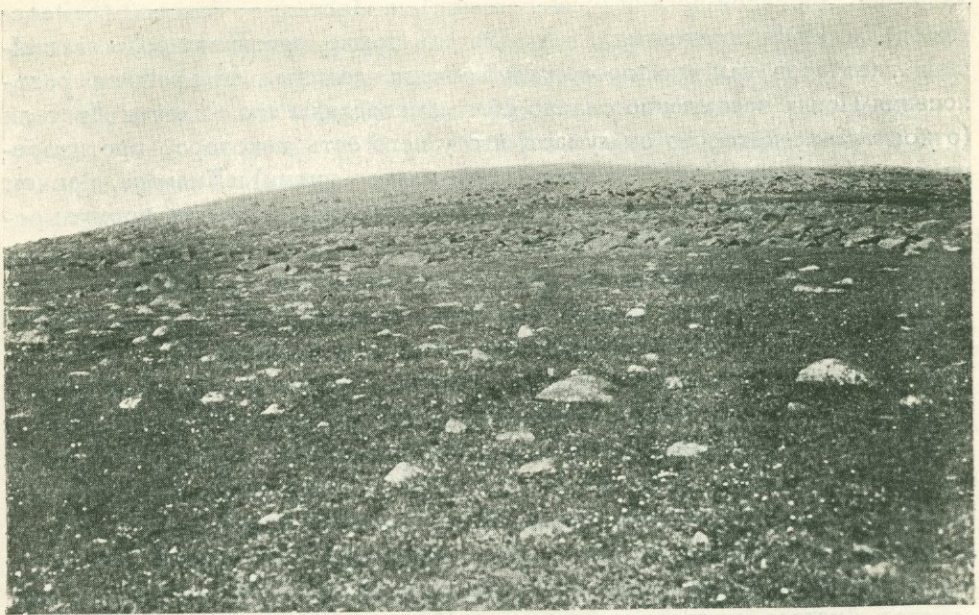


Фиг. 7. На переднем плане канава, соединяющая оз. Кара-гель с Архашаном. Вдали виден кряж Кара-даг.

эти долины переуглублены по сравнению с той глубиной, которая первоначально была у незначительных зачатков их до ледниковой эпохи, от работы воды. Переуглубление таким образом согласно первоначальной точки зрения А. Пенка было создано льдом.¹ Позже новые работы Дистеля, Лаутензаха, Дригальского и др. дали ему повод вновь коснуться этого вопроса.² При этом он формулировал такие взгляды. Поперечный разрез высокогорных альпийских долин, которые были заняты оледенениями, позволяет по его словам: „различить два иногда резко выраженных края (Kanten), именно в верхней части входящий край теснины сглаживания (Schlfkehle) и дальше вниз выходящий край борта трога. Борт трога ограничивает долинный трог сверху, а граница сглаживания обозначает верхний край древнего глетчера в долине“. Упомянутый входящий край поверхности сглаживания, расположенный между двумя равнинами, образует крутые склоны высоких гор, в сочетании с рядом лежащей плоской равниной (ebeneren Fläche), которую А. Пенк предложил назвать шлиффборд или краем сглаживания (Schliffbord). Край этот

¹ А. Пенк. Übertiefung der Alpentäler, 1900. Ср. М. Давис. Glacial Erosion in France, Switzerland and Norway. Proc. Boston Soc. of Nat. Hist., Bd. XXIX, № 14, 1900.

² А. Пенк. Schliffkehle und Taltrog. Peterm. Mitteil.; Он же. Sitzungsber. d. K. Preuss. Akad. d. Wissensch., 1912, 15 Febr. (заметка в несколько строк).



Фиг. 8. На левом берегу р. Архашан (ниже Архашан-дага). Спуск от вершинного плато в направлении Пирагана.

при крутых склонах узок и подъем ограничивающий теснину (Kehle) поднимается резко наружу (besonders hervor). При пологих склонах он образует террасу некоторой ширины. Из этого совершенно ясно, что сильная эрозия происходила на рубеже (Saume) древнего ледника. Дальше помещается сам трог, как область особенно сильной ледниковой эрозии. „Таким образом“, по мнению А. Пенка, „мы имеем в поперечном разрезе древнего глетчера два места усиленной эрозии, разделенные областью незначительной эрозии — плечами трога (Trogschulter).¹

Самое образование трога, А. Пенк в согласии с Дистелем и Дригальским здесь уже рассматривал как выражение неровностей страны до этого существовавших, происшедшее вследствие гляциальной эрозии. Он различает при этом эрозию центра ледника направляющую (dirigierte) и энергию краев селективную (selektive); первой обязан своим образованием трог с его переуглублением, от второй зависит происхождение краев теснины (Schliffkehle). А. Пенк отметил, что Дистель смешивал в своей трактовке трога две совершенно разные вещи: плечи трога и край сглаживания. По отношению к Дригальскому А. Пенк указал, что неправильно сделанное последним противопоставление взглядов Пенка и Дистеля, сформулированное в том смысле, что Пенк придает в возникновении трога

¹ Ibid., p. 125.

значение глубинной эрозии (Tiefenerosion), а Дистель — боковой (Seitenerosion). А. Пенк подчеркнул, что Дистель также признавал роль альпийских глетчеров как факторов, углублявших долины. Дальнейшие разъяснения Пенка несомненно сильно сблизили взгляды его с идеями Дистеля (относительно которого он думает, что у него есть некоторое противоречие между его ценными наблюдениями и построениями) и Килиана, причем он принял во внимание также соображения Лаутензаха. Пенк формулировал в этой работе своей, что трог в Альпах моложе, чем доледниковая долина (Talboden). Надо признать, что создание расширения трога следует за резким речным прорезом местности (Einschnitt). Иначе говоря, это значит, что переуглубление происходило вследствие речной, а не ледниковой эрозии, что, как мы видели, утверждал также Килиан. В согласии с этим и А. Пенк подчеркнул, что положение трогового окончания долины (Trogschluss) предопределяется речной эрозией. В связи с этим, как отметил Лаутензах, последнюю приходится считать не доледниковой, а более поздней — межледниковой. В наблюдениях Дистеля Пенк придал большое значение констатированию существования в верхних частях долины долинных ступеней (Talstufen), которых в долинах Тауерна, где работал Дистель, имеется две или три. Ступени эти находятся под троговым окончанием долины. В некоторых долинах имеется более значительное число уступов.

Дистель рассматривал троговое окончание долины (Trogschluss) как конечный пункт отступающий вспять водной эрозии перед большим оледенением. После наступления оледенения эти области трога уже не подвергались действию текущей воды, но были покрыты фирном. Только на краю этих фирновых полей, которые терли подлежащий им субстрат и защищали его от глубинной эрозии должно было и могло проявляться действие бегущей воды, создававшее долинные борозды, которые дали затем начало трогам. По поводу этих соображений Дистеля А. Пенк вместе с Лаутензахом отметили, что границы доледниковой долины не совпадают с границами трога, а выходят за его пределы, захватывая также троговые пластины (Trogplatten), переходящие в троговые плечи (Trogschultern). И те и другие во время существования ледника покрыты фирновыми полями.

Упомяну дальше о нескольких работах А. Л. Рейнгардта, А. П. Герасимова и В. П. Ренгартена, которые освещают вопрос о трогах и строении долин вообще для Кавказа, о чем из упомянутых до сих пор авторов писал только Дистель.

А. Л. Рейнгардт¹ является сторонником существования одного, а не нескольких трогов. „Там, где трог выражен ясно и типично“, писал он,

¹ А. Л. Рейнгардт. Заметка о долинах-трогах Кавказа. Изв. Кавк. отд. Геогр. общ., XXIV, Тифлис, 1916, № 1; Он же. Glazialmorphologische Studien im westlichen und Cen-

„он всегда один“.¹ На Кавказе трогообразные долины лучше всего развиты в западном Кавказе, хуже — в среднем и восточном. По его словам, несомненно большое влияние на возможность возникновения трога оказывает тектоника. Это выражается в том, что трог лучше всего выработан в поперечных долинах, слабее в антиклинальных, в долинах же гомоклинальных и изоклинальных он асимметричный. Имеет значение и петрографический характер породы. Корытообразные долины Кавказа отличаются от подобных же долин Альп тем, что в них развиты не все элементы трога. Крутые стены глубокого трога не переходят вверх по склону в более или менее широкие и значительно более пологие, ясно выраженные плечи, как это имеет место в альпийских долинах. На Кавказе это скорее исключение.

В истолковании происхождения трогов А. Л. Рейнгардт всего ближе подошел к идеям А. Пенка и определенно возражал против идей Гесса и Люцерна, а также Дистеля.

Я не буду прослеживать дальнейшей литературы по данному вопросу и упомяну лишь о некоторых отдельных вопросах. Укажу, напр., на интересную статью Мюллера в изданиях Прусского геологического комитета.² Автор дает здесь доказательство исключительного значения переуглубления долин и ледникового выпаживания, причем возражает Дистелю и Лаутензаху. В вопросе о Кавказе автор присоединяется к А. Л. Рейнгардту, стоящему на точке зрения А. Пенка.

Из более поздних работ следует назвать работы Леманна³ и Крейцбурга,⁴ которые, придавая значение ледниковому преобразованию рельефа подчеркивали в то же время, что в основе рельефа Альп лежит рельеф доледниковый.

Сделаем сейчас некоторые важные выводы по вопросу о связи речной и ледниковой эрозий.

Некоторые из цитированных в предыдущем обзоре ученых — особенно Килиан, Мартонн, Пенк — ставили этот вопрос очень отчетливо и ясно. У Килиана образование долин трогов и в частности переуглубление ставится в связь с евстатическими движениями морского уровня. В силу этого флювиоглациальные отложения весьма отчетливо сопоста-

tralen Kaukasus. Zeitschr. f. Gletscherk., XIV, 1925; Он же. Глациально-морфологические наблюдения в Центральном Кавказе летом 1926 года и др.

¹ Заметка о долинах-трогах и т. д. 1912.

² Müller. Die diluviale Vergletscherung und Uebertiefung. Jahrb. d. K. Pr. Geol. Landesanst., XXXVIII, 1917.

³ O. Lehmann. Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. Abh. d. Geogr. Gesellsch., Wien, XI, 1920.

⁴ N. Creutzburg. Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet Ostalpine Formenstudien. Herausgegeben von Levy. Berl., 1921.

вляются с флювиальными образованиями настоящих террас. Близи к этому соображения Мартонна. А. Пенк, как мы видели, прямо подчеркивал, что положение трогового окончания долины предопределяется речной эрозией.

От этих чрезвычайно интересных соображений всего один шаг до мысли, которую высказал Ш. Депере, о сопоставлении ярусов террас с эпохами оледенений.¹ Четыре главных яруса террас Средиземного моря: сицилийский, милацкий, тирренский и монастырский отвечают четырем основным фазам оледенения: гюнцской, миндельской, рисской и вюрмской. Депере указывает, что собственно давно уже Брюкнер, Пенк и Паскье указали, что каждый из конечно-моренных амфитеатров продолжается покровом камней образованным расходящимся потоком, происшедшим от таяния; этот покров представляет собой конус флювио-гляциального переноса.² По мнению Ш. Депере, эта счастливая идея была испорчена у только что названных ученых мнением их, что ледники являются причиной самого образования террас и другой также неправильной мыслью, что флювио-гляциальные террасы быстро понижаются вниз по течению современных русел и не доходят до моря, так что расположенные ниже чисто речные террасы представляют нечто с ними не связанное. На самом деле все обстоит совершенно иначе. Каждый уровень конечных морен определенно связывается с определенным уровнем террас и это составляет общий закон, относящийся ко всем вообще альпийским рекам. Если стоять на точке зрения этого закона, то каждое оледенение отвечает фазе накопления террасовых осадков, тогда как межледниковые фазы характеризуются углублением долин.³

Из общего закона, установленного Ш. Депере о соотношении между террасами и оледенениями вытекают важные выводы.

Есть очевидно основание говорить, что число колен или уступов в верхней трогообразной части долины должно отвечать числу террасовых уступов в этой же долине.

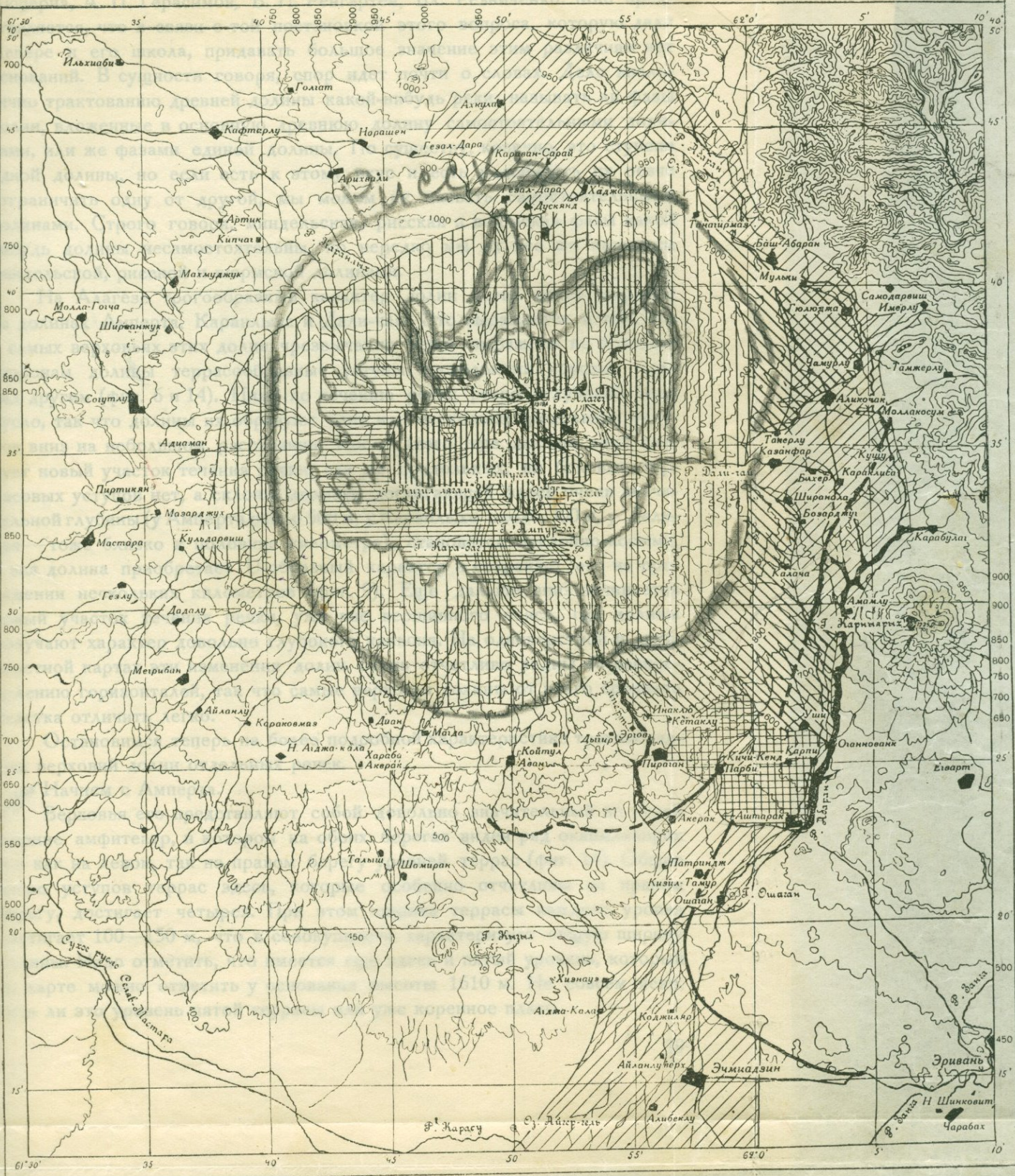
Считаю необходимым остановиться в связи с этим на одном вопросе, который оживленно дебатировался в литературе, именно на вопросе о числе трогов. Гесс впервые, опираясь на переломы склонов ледниковой долины, стал говорить о нескольких трогах, ведя счет по числу площадок над долиной. Резко возражали против идей Гесса Крамер, Пенк и Эд. Брюкнер. В настоящее время ряд геологов держится точки зрения существования одного трога. В качестве примера можно назвать: А. Пенка, А. Л. Рейнгардта, Крамера. Существование нескольких трогов признают:

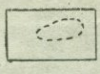

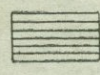
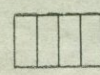
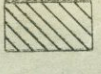
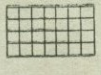

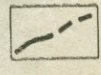
¹ Deperet. Les classifications des temps quaternaires. Revue générale des Sciences pures et appliquées, 1923, № 5, 15 Mars, pp. 138—139.

² Ibid.

³ Ibid.

9250



-  Места в вершинном поясе (цирки) где признаны оледенения слабы
-  Районы оледенений (цирки)
-  Область ледникового выноса (энзарашчи)
-  Область ледникового и послеледникового приноса материалов (выходы норенных пород-скрыты)
-  Дацитовые излияния
-  Базальтовые излияния
-  Широкие речные долины
-  Границы андезито-базальтовых покровов.

Масштаб:
5 4 3 2 1 0 5 10 км

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА АЛАГЕЗА

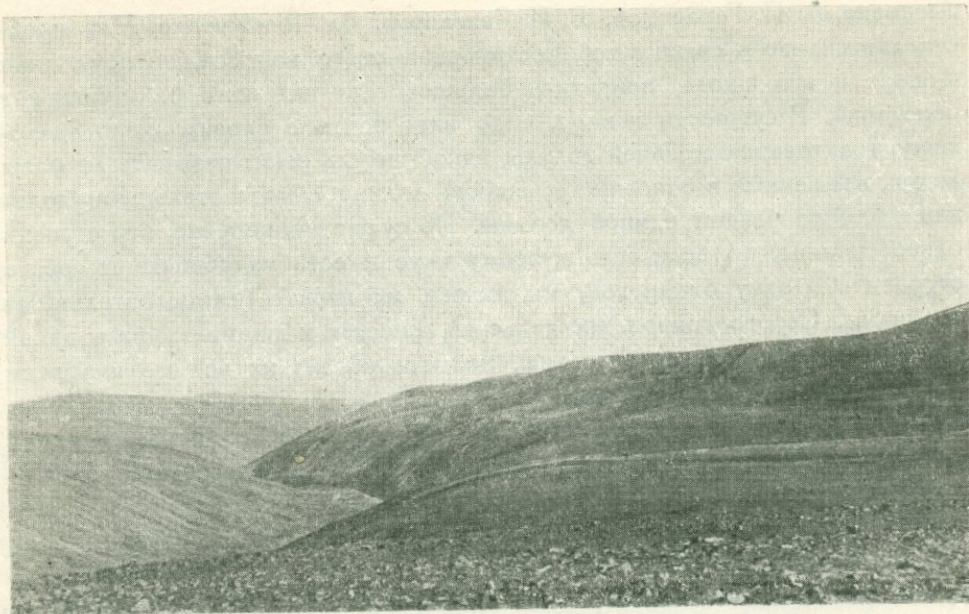
Людерна, А. П. Герасимов, В. П. Ренгартен, Вл. Резниченко. Мне представляется, что в связи с той постановкой этого вопроса, которую дали Депере и его школа, придавать большое значение этим различиям нет оснований. В сущности говоря, спор идет почти о словах. Дело аналогично трактованию древней долины какой-нибудь реки: называть ли фазы долин, вложенные в основную древнюю долину самостоятельными долинами, или же фазами единой долины. По существу, конечно, это ступени одной долины, но если есть к этому вкус и есть надобность их резче отграничить одну от другой, мы можем их назвать самостоятельными долинами. Строго говоря, миндельская, рисская и вюрмская фазы какой-нибудь долины несамостоятельны, но нередко мы их все же называем миндельской, рисской и вюрмской долинами.

На Алагезе трогообразный характер долин всего яснее выражен на долинах Амперта, Каранлыха и Дали-чая. Это выражается в том, что в самых верховьях этих долин чрезвычайно резко выражены по боковым сторонам долины террасообразные уступы несколькими ярусами один над другим (фиг. 6 и 14). Ниже по течению речки резко углубляют свое русло, так что долины их образуют один или несколько продольных уступов вниз на небольшом расстоянии. После этого еще дальше вниз следует новый участок течения речки, где ни продольных, ни боковых террасовых уступов нет, а склоны долины, достигающей здесь очень значительной глубины (у Амперта около 500 м, у Каранлыха около 300 м, у Даличая — тоже близко к половине километра), становятся наклонно-косыми, а вся долина приобретает U-образный характер и сохраняет его на протяжении нескольких километров (фиг. 9). Еще дальше вниз начинается новый участок течения речки, уже вне вершинного пояса, где долины получают характер довольно глубокого каньона. На одноверстной и двухверстной картах эти изменения долин очень отчетливо видны по распределению горизонталей, так что самые верховья долины от этого среднего участка отличить легко.

Остановимся теперь на более подробной характеристике трогообразных верховий долин отдельных речек.

Начнем с Амперта.

Верховья его представляют собой довольно значительный по своей ширине амфитеатр, в котором на обоих берегах виден ряд окаймляющих его как на левом, так на правом берегу уровней террас (фиг. 14). Общее число уступов террас здесь, которые особенно отчетливы на правом берегу, достигает четырех. При этом ширина террасы каждого уровня достигает 100—150 м, что в совокупности характеризует общую ширину долины. Надо отметить, что имеется еще здесь и пятый уровень, который на карте можно отметить у основания высоты 1610 м. Не совсем ясно, есть ли это уровень пятой террасы или уже коренное плато.

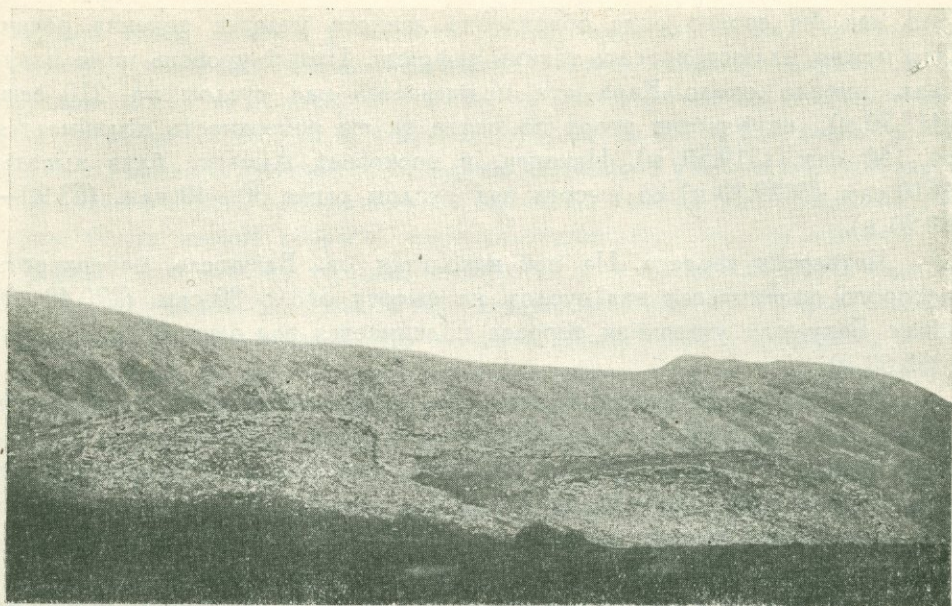


Фиг. 9. Верховья р. Архашан. Высокая терраса справа и слева, низкая—2-я слева.

Здесь имеется, во-первых, вторая терраса, которая поднимается на 7.24 м над руслом, а выше один над другим поднимаются еще два уровня древних террас. Не совсем ясен вопрос о третьем уровне, ибо его можно подметить лишь на правом берегу, где он вполне отчетлив. Судя по карте, высота второй террасы над руслом близка к 35—40 м; площадь этого уступа очень широка и явственно выделяется на карте. Следующий уступ поднимается над первым метров на 20; это четвертая терраса. Еще выше, примерно на 20 м, имеем пятую террасу, за которой после такого же подъема выходим на плато. Иначе говоря, здесь перед нами такие уровни плеч:

Второй	7.24
Третий	35—40
Четвертый	65—70
Пятый	85

Вопрос о составе пород третьей и четвертой террас не совсем ясен. Большую роль в разрезе террас играет здесь материал угловатых камней, входящих в состав „россыпей“. Кроме этого материала здесь имеются и рыхлые породы—желтоватые суглинки. По крайней мере в разрезах эта порода встречается нередко. Еще менее ясен вопрос о разрезе самого высокого уровня, уступ которого повидимому сложен глав-



Фиг. 10. Ледниковые горки (бараньи лбы) у подножья Архашан-дага.

ным образом лавами. Рыхлым материалом, перемешанным с неокатанным галечником разной величины, образована также вторая терраса.

Повторяю, что все четыре уступа террас — плеч трога весьма ясно видны при взгляде на цирк верховьев Амперта.

Помимо этих четырех поперечных уступов в верховьях долины весьма ясно выступают уступы также продольные отвечающие так называемым ригелям альпийских долин. Суть этих уступов сводится к следующему. Как на карте данного района, так и в природе здесь весьма резко бросается в глаза довольно значительная по своей величине площадка с оз. Баку-гель, приютившаяся на правом берегу Амперта. Чрезвычайно любопытно, что в районе вдоль этой площадки, а равно дальше вниз от нее речка Амперт необычайно стремительно углубляет свою долину и там, где она достигает наибольшей глубины, кончается участок долины с поперечными площадками и начинается участок U-образной долины без всяких уступов по краям ее. Глубина долины Амперта тотчас ниже Баку-геля более 300 м, еще дальше вверх достигает полукилометра. Между тем выше озера, она равна всего 200 м и быстро затем становится еще более мелкой.

Максимальное углубление русла Амперта происходит как-раз в районе оз. Баку-гель и ниже его. Результатом этого стремительного углубления русла является довольно резкое расхождение между древними террасами, наклон которых здесь не велик, и современным руслом.

Это как бы своего рода обновление данного участка течения реки. Это можно иллюстрировать такими цифрами. Пятый уровень ниже Баку-геля, именно около Кара-дага поднимается над руслом на 210 саж. (447.30 м), на участке вверх по реке та же поверхность поднимается на 150 саж. (319.50 м). Наконец, в верховьях Амперта близ высоты 1610 саж. (3429.30 м) ее высота над руслом равна 30—40 саж. (63.90—85.20 м).

Четвертая терраса. На ней находится оз. Баку-гель, поверхность которого поднимается над руслом на высоту около 80 саж. (170.40 м). Ниже Баку-геля указанная терраса поднимается над речкой на 120 саж. (255.60 м).

Эти цифры достаточно характерны, но они никак не могут заменить собою той картины, которая открывается, если подниматься по дну долины Амперта вверх по течению ее. Здесь приходится почти карабкаться, идя продольно по долине вверх, тогда как выше Баку-геля долина имеет более спокойное пологое ложе. Еще отчетливее, чем у Амперта эта продольная ступенчатость долины выражена у притока этой реки, впадающего в нее справа в районе Баку-геля. Эта речка по указанному уступу на подобие водопада низвергается в долину Амперта. Уступ этот является очень отчетливым и ясным. В общем если взглянуть на положение той площадки, на которой расположено оз. Баку-гель на карте, то ясно видно, что эта площадка с одной стороны охватывается Ампертом, а с другой указанным его правым притоком, причем ниже площадки обе реки соединяются в одну долину. Видно, что площадка с озером поднимается над уходящей дальше вниз долиной отвесным продольным по отношению к долине уступом.

Ту же самую картину долины с поперечными и продольными уступами находим и на р. Архашан. Здесь нет только такого широкого амфитеатра долины, как на Амперте, ибо долина гораздо уже и уже амфитеатр. Схема последовательного изменения характера долины здесь в общем та же, что и на Амперте. Вверху небольшой участок долины с террасами, затем ниже долина приобретает U-образный характер и террасы исчезают (фиг. 9). Переход от долины с террасами к долине U-образной характеризуется, как и на Амперте, резким углублением современной долины по отношению к древним террасам. Речка Архашан в виде небольшого ручейка вытекает из оз. Кара-гель. В этом участке течения реки террас незаметно, русло, слабо углубляясь, скользит по довольно ровной местности (теперь это — искусственная канава; фиг. 7). Дальше вниз долина начинает врезаться в плато все резче и резче. На правом берегу Архашана здесь отчетливо отделяется от коренного берега высокая терраса довольно определенно снижающаяся вниз по течению реки. Современное русло однако снижается и углубляется много быстрее, чем эта древняя терраса, почему

нижний конец данного участка ее больше поднимается над современной речкой, чем верхний. На нижнем конце участка терраса поднимается над руслом на 11.1 м, на верхнем — на 3.3 м. Русло речки на этом пространстве понижается на 10.8 м, а древняя терраса на 3.4 м. На левом берегу немного вниз по течению от середины указанного участка высокой террасы правого берега против нижнего его конца намечается отчетливый участок более низкой террасы, которая поднимается над руслом на 1.7 м. Дальше вниз эта же терраса появляется и на правом берегу в виде небольшого участка, сменяемого еще дальше вниз опять участком — высокой террасой. Можно считать, что высокая терраса это — четвертая, а низкая — третья. В районе наиболее низко расположенного из упомянутых участков четвертой террасы русло современной речки выравнивается, теряя крутизну своего падения. Здесь видна четкая вторая терраса на обоих берегах. Высота ее над руслом около 0.8—1.1 м. Слева и справа в речку Архашан впадают небольшие ручьи-притоки, причем на них так же, как и на упомянутом выше правом притоке Амперта, резкое углубление долины вниз по течению, т. е. продольный уступ на одном из участков речки очень бросается в глаза.

Перехожу к Дали-чаю.

К сожалению, мне не удалось подробно обследовать кратер Алагеза, совпадающий с верхним участком долины этой речки. В связи с этим я могу лишь кратко отметить наличие здесь террасовых уступов, а также больших скоплений вечных снегов и льда. Дальше вниз по течению этой речки очень хорошо выражены продольные уступы, которые создают на Дали-чае три водопада. При подъеме вверх по долине уступы, отвечающие этим водопадам, как бы перегораживают путь движения вверх по долине. Подобную же ступенчатость можно видеть в боковой долине русла впадающего в Дали-чай справа со стороны хребта Архашан.

Ту же в общем картину, что Амперт и Дали-чай, обнаруживают верховья Каранлыха.

Когда приходится смотреть на верховья Каранлыха с вершины Алагеза, откуда виден одновременно и цирк верховьев Амперта, то совершенно ясна полная морфологическая тождественность того и другого. Те же террасовые поперечные площадки и те же продольные уступы видны в обоих случаях. Число террасовых уровней здесь то же; ясно выражена и продольная ступенчатость.

Чрезвычайно интересно сопоставить в этом смысле речки Алагеза с речками хотя бы прилегающих к нему Памбакского и Мисханского хребтов. В последних нет в верховьях продольных ступеней, нет и подчеркнута выраженных террас. Наряду с этим ниже по течению отсутствует U-образная долина.

Это в высшей степени важное отличие, как мне кажется, подчеркивает наличие в прошлом известных явлений на Алагезе и отсутствие их рядом в районе вне Алагеза. Речь идет о тех явлениях, которые создали трогообразный характер долин и цирки, а затем продольные уступы в долинах. Иначе говоря, речь идет о наличии на Алагезе признаков древнего оледенения.¹

Обращаясь к этому последнему, я должен сказать, что из всех признаков, обосновывающих это оледенение, едва ли не наиболее убедительными являются: 1) окатанность и округленность скал — бараньи лбы и 2) шрамы и штрихи на породах, созданные движущимися льдами; оба эти признака встречаются обычно совместно.

3. ПРИЗНАКИ ОЛЕДЕНЕНИЯ: ЛЕДНИКОВЫЕ ЦИРКИ, ШТРИХИ, ОЗЕРА И ПРОЧЕЕ

Рассматривая каменные скопления и россыпи вершинного пояса Алагеза, нетрудно подметить среди них формы, обращающие на себя внимание своими ясно выглаженными плоскими верхними поверхностями, которые вместе с тем нередко бывают покрыты штриховкой. Получается форма, напоминающая бараний лоб, о которой можно судить по фиг. 5. Масштабом для суждения о размерах сглаженного камня изображенного на фотографии, может служить фигура моего помощника Э. М. Мурзаева, сидящего на данной плоской горке. Я объясняю себе возникновение данной плоской возвышенности влиянием ледника, который сгладил, округлил поверхность бугра дацитовой лавы, частью покрыл ее штрихами. Любопытно отметить, что ледник раздавил в то же время своею тяжестью указанную горку, почему, как видно на фотографии, она распалась на ряд глыб, образуя подобие гигантской выпуклой мостовой. Если рассматривать отдельные глыбы, входящие в состав этой мостовой, то их характерной чертой является окатанная форма наружных поверхностей и угловатая форма остальных сторон каждой глыбы. Вообразите себе теперь, что по той или иной причине ледник окажет более сильное давление на подобную горку и разбросает входящие в ее состав глыбы, перевернув их при этом в новые положения. Тогда получится то беспорядочное скопление глыб, которое мы видим на переднем плане нашего рисунка, где перед нами беспорядочная россыпь, в которой отдельные камни повернуты вверх угловатыми, а другие — окатанными своими сторонами. Ясно, что эта вторая форма при условии сильного ледникового давления могла

¹ Древнее оледенение на Алагезе доказывал еще А. В. Пастухов, но у него для доказательства этого было слишком мало фактического материала. См. А. В. Пастухов. Восхождение на Алагез. Изв. Кавк. отд. Геогр. общ., XI, 1896, вып. 2.

получиться из первой. Переходную форму между ними мы найдем, если взглянем на левую часть нашей фотографии, где видна выглаженная льдом, поверхность холма-сопки, причем сопка отчасти разрушена ледниковым давлением. Сфотографированное мною не только что цитированной фотографии место не единственное. Снятое здесь место представляет склон от южной вершины к Амперту недалеко от начала спуска в его каньон немного вверх от Баку-геля (см. карту). Здесь разбросан целый ряд такого типа целых горок, подобного же типа полуразрушенных и, наконец, отдельных каменных россыпей, которые представляют результат распада первых двух типов. Если мы перейдем через Амперт и поднимемся выше оз. Баку-гель на его правый берег, то мы увидим, что вся верхняя часть подъема на плато этого берега (фиг. 6), а затем платообразная местность открывающаяся после подъема и тянущаяся отсюда по направлению к Кизыл-лягаму, окаймляя вытянутый кряж, тянущийся на запад от высоты 1610 саж. (3429.30 м), усеяна в большом количестве подобными горками. Вдоль Амперта они дотягиваются до Кара-дага (см. фиг. 11 и табл. I). В этом районе характерной чертой всех этих разбросанных здесь горок является не только их окатанность, но также штрихи на их поверхности, расположенные в общем радиально по отношению к кряжу, идущему от высоты 1610 саж. (3429.30 м). У западного конца названного кряжа штрихов вовсе не видно, немного восточнее они появляются и имеют направление сначала на юг с уклонением к западу, затем прямо на юг, и, наконец, на юговосток в долину Амперта. Любопытно, что перевалив через кряж вершины 1610 саж. (3429.30 м) на северную сторону его, мы находим, что те же явления и штрихи опять расположены тою же концентрической розеткой, направляясь на северозапад, север и северо-восток (последнее в районе Каранлыха). После некоторого перерыва в районе верховий Каранлыха очень отчетливы эти явления ближе к юго-восточной вершине (в цирке VI на фиг. 11) близ спускающегося с нее кряжа.

Такие же ледниковые штрихи в верховьях Амперта хорошо выражены не только против Баку-геля, но и выше в самых верховьях указанной речки на подъеме к перевалу кратера между южной и югозападной вершинами.

В связи с тем, что не только здесь, но и в районе на север от югозападной вершины имеются ясно выраженные ледниковые явления, остановимся на общей характеристике явлений, прилегающих к обеим вершинам. Здесь собственно необходимо различать два совершенно обособленных один от другого ската: один — направлен от южной и югозападной вершины на юг к оз. Кара-гель и долине Амперта, другой — направлен от южной вершины на запад к Каранлыху.

Южный скат ограничен с северозапада узким кряжем, тянущимся от южной вершины к высоте 1610 саж. (3429.30 м), а с востока Архашан-дагом также имеющим вид узкого кряжа. На снимке видна вдали (фиг. 2 и 15)

южная вершина с пятнами снега на ней. Справа от нее виден постепенно спускающийся кряж, переходящий в Архашан-даг. На переднем плане справа видна часть характерной горки Гель-зиарата. На переднем плане слева видны огромные нагромождения обломочного материала в виде разнообразных россыпей, заполняющих весь склон подъема на южную вершину от оз. Кара-гель. Нагромождения обломочного происхождения, находящиеся на переднем плане фотографий (фиг. 2 и 15), подразделяют весь данный скат на две части, образуя центральную выпуклость.

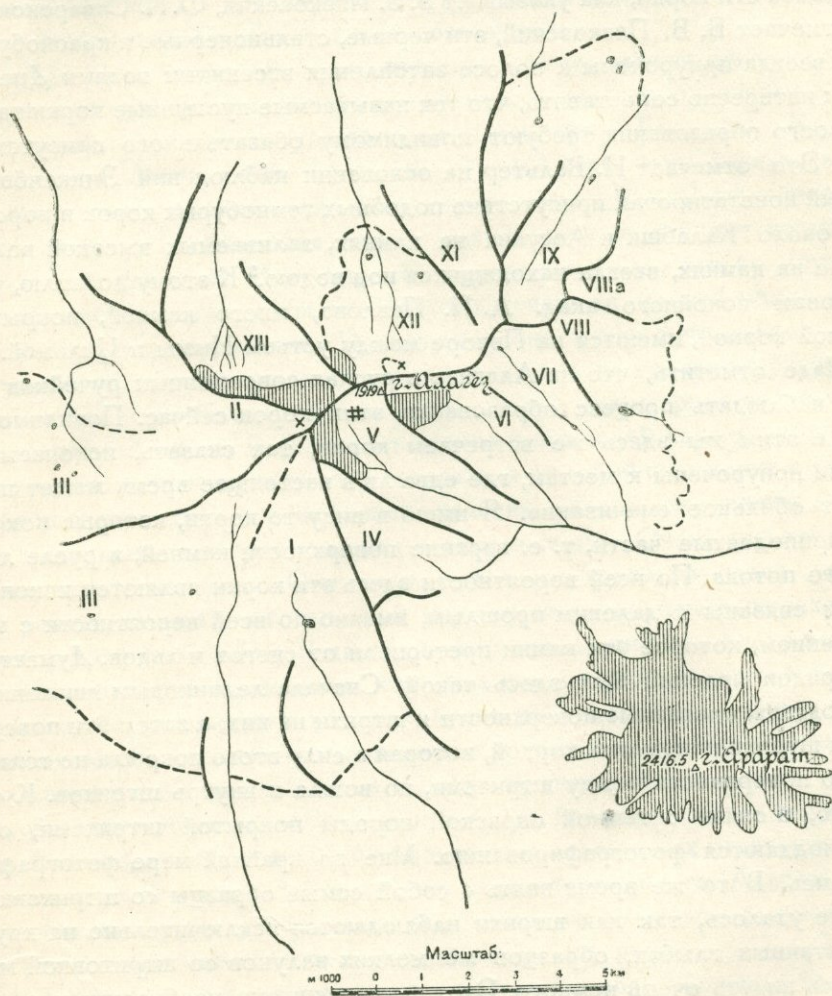
В результате получаются две параллельных продольных западины с центральным горбом между ними. Разделяющая эти западины линия россыпей, спускающаяся от южной вершины, представляет подобие кряжа и на нашей схематической карте (фиг. 11) показана (среди цирка I) в виде пунктирной линии. В котловине между этим кряжем и тем кряжем, который соединяет югозападную вершину с высотой 1610 саж. (3429.30 м) очень хорошо в центральной ее части выражены ледниковые россыпи и окатанные ледниковые горки.

В остальной части цирка I, имеющей восточную границу в лице Архашан-дага, эта часть цирка тяготеет к району Кара-геля и имеет в эту сторону естественный склон. Здесь ледниковые проявления также имеются, но в несколько меньшем количестве. Во всяком случае позади холма Гель-зиарата (вверх от них) имеется несколько окатанных ледником горок. Восточнее Кара-геля у подножья Архашан-дага в районе Алагезской станции ледниковые штрихи на породах, а также ландшафт окатанных горок выражены очень отчетливо. На фиг. 10 и 17 изображены расположенные на фоне Архашан-дага горки, окатанные и частью раздавленные ледником.

Поверхности камней, которыми эти штрихи покрыты, представляют собой железистую кору выветривания красноватого цвета. Считаю необходимым отметить, что железа в этой коре так много, что при попытке измерить направление штрихов приложением компаса к штрихам получились совершенно иные результаты по сравнению с теми, которые дал компас при определении простирания этих штрихов с некоторого расстояния. В связи с этим всюду, где мною измерялись эти штрихи, они измерялись не непосредственным наложением, а как-раз с расстояния. Мне приходит в голову следующее соображение: не объясняется ли магнитная аномалия привершинной области на Алагезе между южной и югозападной вершинами как-раз наличием здесь этой железной корки, покрывающей дацитовые глыбы всего района на верхней их поверхности?

О происхождении корки трудно сказать что-нибудь определенное, но все же кое-что в связи с ее характеристикой сказать можно. По внешнему своему виду она очень напоминает так называемый „загар пустыни“. О происхождении ее можно определенно сказать одно: она создалась при

обязательном участии воды — увлажнении. Это обстоятельство впервые бросилось мне в глаза в районе Кара-геля, когда я смотрел на долину небольшого ручейка, имеющего сток из Кара-геля в Архашан (фиг. 7; ср. стр. 32). Оказалось, что сплошь все небольшие камешки, находящиеся



Фиг. 11. Ледниковые цирки Алагеца (карты) и разделяющие их кряжи. Показаны штриховкой снега Алагеца. Для сравнения в том же масштабе показано современное оледенение Арарата.

в полосе, затопляемой этим ручейком, покрыты данной коркой. Наоборот, вне области смачивания большинство камней корки не имеет. Таким образом получается, что русло ручья с обоих берегов окаймлено полосой этих корок, которая, так сказать, отмечает положение этого русла. Дальнейшие мои

наблюдения показали, что данное явление имеется всюду, где есть русла и всюду в связанных с руслами скоплениях небольших камней оно связано со смачиванием. Сходные, вероятно, по происхождению корки наблюдал Б. В. Пясковский в порожиистой части течения р. Днепр¹ (впервые отмечены были здесь эти корки, как указывает Б. В. Пясковский, Ф. П. Саваренским). Как отмечает Б. В. Пясковский, эти черные, стальночерные и краснобурые корки всегда приурочены к полосе затопления весенними водами Днепра. С этим интересно сопоставить, что так называемые пустынные корки также для своего образования требуют повидимому обязательного присутствия воды. Это отмечает И. Вальтер на основании наблюдений Зиккенберга, который констатировал присутствие подобных темнобурых корок в порогах Нила около Калабши и Ассуана на камнях, заливаемых высокой водой, а также на камнях, всегда находящихся под водою.² К этому добавлю, что, по словам покойного акад. А. П. Павлова, много камней, покрытых подобной коркой, имеются на Печоре между устьем Ижмы и Цильмой.³

Надо отметить, что на Алагезе в руслах современных ручейков мы можем наблюдать процесс образования этих корок сейчас. Повидимому, рядом с этим мы здесь же встречаем корки, так сказать, ископаемые, которые приурочены к местам, где едва ли в настоящее время может происходить обильное смачивание. Я имею в виду те корки, которые покрывают приподнятые части, т. е. верхние поверхности камней, в русле ледникового потока. По всей вероятности здесь эти корки являются ископаемыми и связаны с далеким прошлым, именно по всей вероятности с тем увлажнением, которое эти камни претерпели от снегов и льдов. Думается, что порядок явлений был здесь такой. Сначала ледниковым движением были созданы окатанные поверхности и штрихи на них, а затем эти поверхности и штрихи покрылись коркой, которая в силу этого покрыла не только гладкую поверхность между штрихами, но вошла и внутрь штрихов. К сожалению, в связи с темной окраской породы покрытой штрихами, они плохо поддаются фотографированию. Мне по крайней мере фотографии не удалось. В то же время взять с собой самые образцы со штриховкой также не удалось, так как штрихи наблюдаются исключительно на крупных окатанных глыбах, образцов же мелких валунов со штриховкой мне пришлось видеть очень немного. Этот факт я считаю необходимым отметить, так как он мне представляется весьма характерным для всего верхнего пояса Алагеза. В связи с этим я считаю необходимым указать,

¹ Б. В. Пясковский. О некоторых особенностях геологического строения порожиистого Приднепровья в пределах Запорожского округа по гидрогеологическим исследованиям 1927 года. Труды Півд. краєвої меліоративної організації (ПКМО). Одеса, 1928, вып. VII—IX, стр. 115—125.

² И. Вальтер. Законы образования пустынь. СПб., 1911, стр. 23.

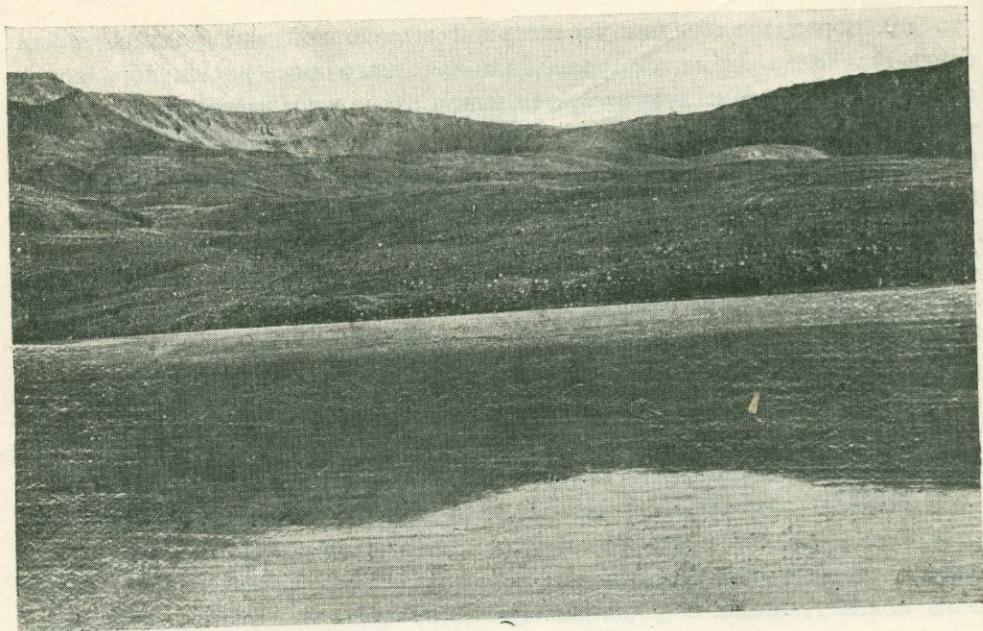
³ „Землеведение“, 1911, кн. I—II, стр. 270 (заметка о диспуте П. А. Тутковского).

что два образца валунов с характерной штриховкой мне удалось найти среди галечника древних террас Дали-чая много ниже вершинного пояса вблизи Абарана. Мне думается, что малая распространенность на Алагезе типично выраженных валунов объясняется малой длиной ледников Алагеза (об этом мне придется говорить еще дальше), в силу чего это явление не могло получить достаточно отчетливого выявления.

Для того, чтобы закончить перечисление отдельных признаков, свидетельствующих об оледенении, скажу несколько слов об озерах вершинного пояса Алагеза. Крупных озер здесь три — Баку-гель, Кара-гель (фиг. 15) и Лессинг-гель (фиг. 12, 13 и 16) (так нами названо в честь руководителя Закавказской экспедиции акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга большое безымянное озеро, расположенное в цирке вершинного пояса — на север от Дали-чая). Если рассматривать, однако, двухверстную и одноверстную карты вершинного пояса, то на ней можно видеть, что озер здесь множество. Правда, все они очень небольшие и сильно уступают по величине упомянутым трем, но нельзя все же не указать, что наличие этого большого количества озер — характерная черта вершинного пояса Алагеза. В целях освещения правильной картины нужно упомянуть, что многие из этих озер представляют собой понижения в рельефе, заполненные водою за счет таяния в течение целого лета снегов Алагеза; это, заполненные снегом впадины — снеговые ямы. Очень характерно расположение этих озер. Они находятся ниже главного пояса россыпей и в районе южной и югозападной вершин ниже полосы заштрихованных камней и бараньих лбов. В других частях привершинного плато эти озера располагаются на продольных ступенях циркообразных каров и кароидов Алагеза, характеристика которых будет дана дальше. В связи с тем, что главная масса осадков на Алагезе как в виде дождей, так в виде обильных снегов, выпадает как-раз в вершинном поясе Алагеза, мне думается, что упомянутые озера должны играть очень большую роль в гидрогеологии Алагеза, участвуя в питании подземных водоносных горизонтов более низких поясов горы. О числе озер вершинного пояса Алагеза можно с определенностью утверждать, что число их во всяком случае приближается к ста, а может быть даже превышает эту цифру.¹

Надо отметить, однако, что в настоящее время большая часть этих озер, не считая Лессинг-геля, Кара-геля, Баку-геля и еще немногих, пред-

¹ Обилие озер в вершинном поясе Алагеза отметил еще А. В. Пастухов (Ор. cit., стр. 90), но подчеркнул, что эти озера не связаны с вершинами. „На скатах Алагеза“, говорит он на следующей странице, „совершенно в стороне от его вершин расположены 42 различной величины озера; некоторые из них, впрочем, так малы, что поверхность не превышает 42 кв. саж. (191.19 кв. м). Судя по карте, приложенной к работе А. В. Пастухова, ему был известен только небольшой участок вершинного пояса к югу от западной и югозападной вершин — район Кара-геля и Баку-геля.



Фиг. 12. Озеро Лессинг-гель.

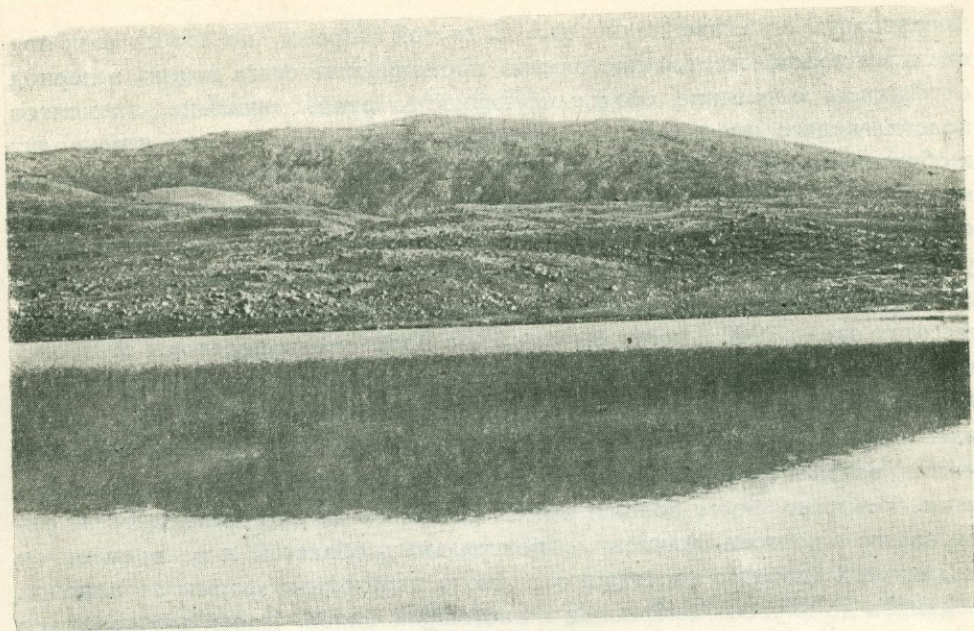
ставляет собою мелкие лужи, которые только используют впадины прежних озер. Истинный их характер для меня выяснился летом 1930 г., когда в связи со знойной погодой летом и малоснежной зимой большая часть этих озер совершенно пересохла и исчезла.

Рядом с озерами нельзя не отметить следующего любопытного явления на Алагезе, которое было подмечено летом 1930 г.; я имею в виду констатирование присутствия льда между камнями россыпей вершинного плато. Факт этот был мною подмечен во время подъема на вершину, а затем одному из гидрометров нашей экспедиции Б. Г. Евангелидису удалось показать очень широкое распространение здесь данного явления. Любопытно, что осенью того же года очевидно в силу тех же причин, которые объяснили нам исчезновение озер, исчез и лед по крайней мере в ближайших к поверхности частях россыпей.

Перейдем к карам и кароидам Алагеза.

Вопрос о сохранении ледникового рельефа на высоких горах несколько усложнился еще с тех пор, как было выяснено что один снег сам по себе оказывает формообразующее действие без превращения его в фирн образования глетчера. Весьма старательно это действие снега было изучено Бауманом (J. Bowmann) в высоких горах Перу¹ и французскими

¹ J. Bowmann. The Andes of Southern Peru. New York, 1926, p. 285; Ed. Brückner. J. Bowmann über Schneerosion und Entstehung der Käre. Zeitschr. f. Gltescherk., XII, 1921, p. 58.



Фиг. 13. Озеро Лессинг-гель.

и немецкими исследователями в Альпах.¹ Интересны в частности наблюдения Зёльха² (Sölch) в Альпах. Он отмечает, что долго лежащие снеговые поля создают мореноподобные накопления. Отделение валунов от скал происходит при этом частью лавинами, частью же из тех обломков, которые покрывают снеговые накопления. Чем больше ранним летом оттаивает снег, тем выше поднимается краевая полоса камней у снежного поля. Швейцарцы говорят о лавинных моренах, но слово это дает неправильное представление и суживает генезис. Это скорее валы снегового мусора (Schneeschuttwällen). Поздним летом самые мелкие снеговые накопления обнаруживают понижения своей поверхности; происходит оседание не только снега, но и дна. В результате образуются небольшие мульды, которые Зёльх называл кароидами в отличие от настоящих каров.³ Кребс называет их карембрионами.⁴ Он считает сомнительным, чтобы эти кароиды, как это думает Бауман, создавал один снег своим давлением, особенно если учесть его не особенно большую мощность. Он подчеркивает в то же время, что тающий (schmelzende) и медленно движущийся снег может

¹ E. de Margerie. Le rôle morphologique de la neige en montagnes. *Geographie*, 34, Paris, 1920; Allix. Niration et sols polygonaux dans les Alpes francaises. *Ibid.*, 1923, Bd. 39.

² J. Sölch. Die Karbildungen in Stubalpe. *Zeitschr. f. Gletscherk.*, XII, 1921.

³ *Ibid.*

⁴ Norbert Krebs. Klimatischen bedingte Bodenformen in den Alpen. *Geogr. Zeitschr.*, 1925, 2 Heft, p. 100.

производить сглаживание пород.¹ С другой стороны, по его словам, под снежным поем имеется постоянное промачивание снега водою, в период оттаивания, смерзание его и следующие за этим, движение элементов подстилающего дна, а также выветривание этого дна, которое и приводит к образованию его мультислойности. Эти выводы Кребс делает на основании своих исследований на высотах Шварцвальда, которые по результатам сходятся с наблюдениями Зёльха. Он указывает, что ему удалось здесь установить особенную важность подветренных и затененных ступеней, которые под камом смещаются параллельно камовой линии. Только на высотах около 1200 м могут быть хорошо прослежены переходы от нерасчлененного южного и западного склонов к северному, отмеченному небольшими нишами скольжения и, наконец, к скалистому склону с чисто северной экспозицией. При еще несколько большей высоте гор, по словам Кребса, можно найти переход к зачаткам каров. В Альпах с их большими высотами богатство форм больше и полнее. Здесь можно проследить в пространстве с востока Альпов до центральных областей и во времени от ледниковой эпохи до настоящего времени переходные формы от воронок родников до каровых эмбрионов и настоящих каров. Кары расчленяются каровыми эмбрионами дальше, а последние — текучей водою и снегом изменяются еще дальше.

Обратимся теперь к циркам Алагеза.

Как я уже указывал эти „цирки“ представляют собой западины более или менее резко выраженные между „кряжами“. Таким образом цирки и кряжи оказываются двумя сопряженными формами рельефа. Не все западины в вершинном поясе Алагеза являются цирками в тесном смысле слова. Некоторые из них от типичной формы цирка довольно значительно уклоняются, представляя обширные со слабым уклоном пространства. Этот тип мы находим на западюзюгозапад от главной вершины (упомянутые уже цирки I и II), в то время как на восток, юг и север от нее преобладают формы поверхности приближающиеся к настоящим циркам.

Остановимся сначала на западном районе (см. схему). Я имею в виду территории вершинного плато, прилегающие к южной и югозападной вершинам, охватывающие верховья Каранлыха, Архашана и Амперта и окружающие со всех сторон упоминавшийся уже кряж, идущий на запад от высоты 1610 саж. (3429.30 м). Это все — та территория вершинного района Алагеза, где очень хорошо выражены округленные скалы, штрихи на породах и другие явления. По поводу южной части этого района к югу от высоты 1610 саж. (3429.30 м) мы уже говорили, что здесь перед нами два цирка, очень неглубоких, один из которых спускается к Баку-

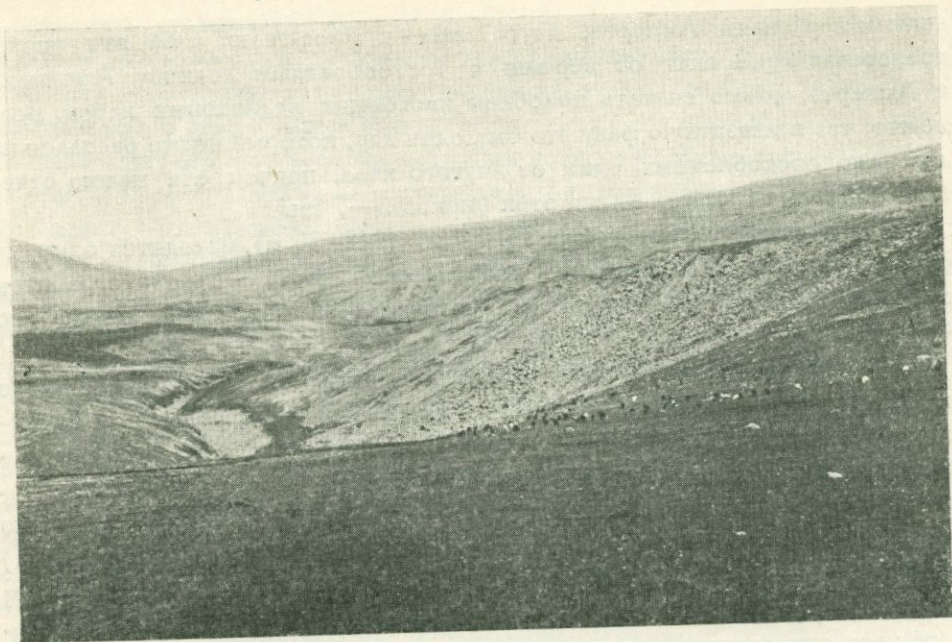
¹ H. Waldbour. Schuttglätterung und Steinströme im ober Engadin. Peterm. Mitteil., 1921, p. 125.

гелю и верховьям Амперта, другой же — к Кара-гелю. Оба эти цирка, представляющие скат от вершин к трогообразным долинам Архашана и Амперта, можно считать подобием настоящих ледниковых каров. Возможно, что в известную фазу это был один кар, который позже распался на два ясно обособленных один от другого кара, причем оба можно отчетливо видеть на карте. Длина этих цирков 5—7 км.

По другую сторону кряжа 1610 саж. (3429.30 м) находится один из цирков северного склона (на схематической карте — II); он ограничен с севера кряжем, спускающимся с югозападной вершины. Длина его 4—5 км.

Мы констатировали таким образом в западном районе вершинного пояса существование нескольких отрицательных форм рельефа — циркообразных впадин. Обращают на себя внимание не столько контуры дна самых этих котловин, ибо эти контуры нетипичны, сколько те кряжи, которыми эти цирки отделены один от другого. Эти кряжи представляют собою узкие червеобразно извивающиеся двускатные возвышенности (фиг. 7, 10 и 11) которые только можно объяснить как формы созданные систематическим снятием материалов с их склонов одновременно с обеих сторон, в результате чего они должны превратиться в узкую перемычку.

Характер такой же довольно узкой, созданной выпахиванием и выносом материалов, перемычки имеет также (см. фиг. 11 и табл. 1) кряж, тянувшийся от высоты 1610 саж. (3429.30 м) дальше на запад и составляющий продолжение кряжа, связывающего высоту 1610 саж. (3429.30 м) с югозападной вершиной. Как я уже говорил, территория по обе стороны — северную и южную — указанного кряжа есть второй из выделенных нами к западу от вершины Алагеза районов — район плато Кизыл-лягама и высоты 1610 саж. (3419.30 м, на фиг. 11 — III). В пределах этого плато, которое в восточной части своей примыкает к долинам — трогам — Амперта и Каранлыха, ледниковые явления в виде штриховки дацитовых скал и бараньих лбов выражены весьма отчетливо. Помимо этого здесь имеются достигающие особенно колоссальной величины в полосе кряжа каменные россыпи, в создании и усилении которых лед играл, надо думать, также роль рядом с выветриванием. Что касается направления штрихов в этих обширных ледниковых полях, то оно здесь очень характерно и в общем радиально окаймляет кряж, от которого лед очевидно расходился в разные стороны. При этом повидимому на самом западном конце кряжа, т. е. непосредственно на север от Кизыл-лягама ледниковые явления не выражены. Любопытно отметить еще следующее. Вокруг кряжа с вершиной 1610 саж. (3429.30 м) никаких циркообразных впадин — каров — незаметно и тем не менее ледниковые явления здесь выражены очень хорошо. При этом они ограничивались здесь только вершинным плато и не переходили на склоны.

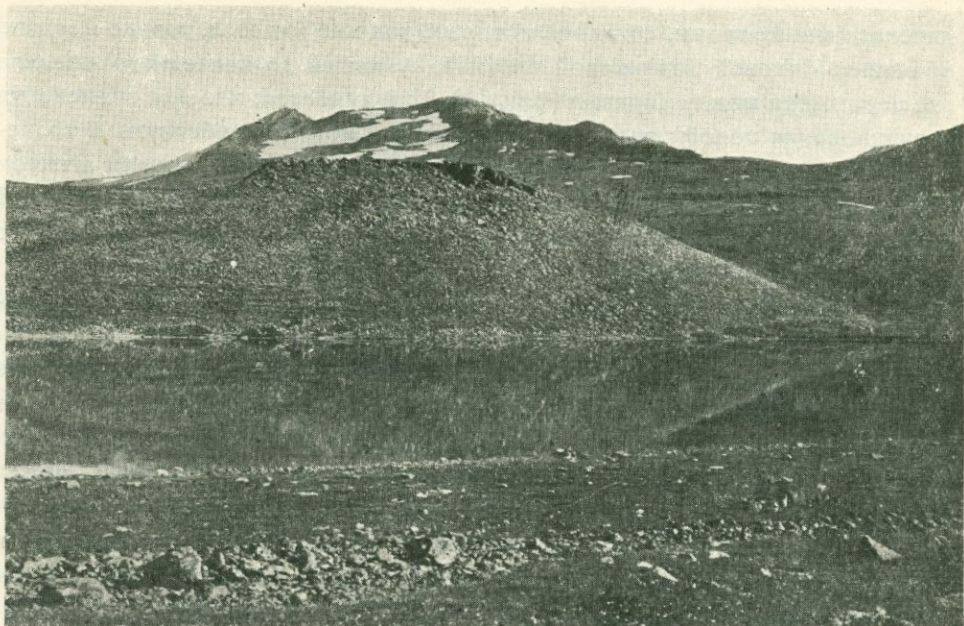


Фиг. 14. Трог р. Амперт. Вдали вершина 1710 саж., справа начало подъема на южную вершину Алагеза.

Если мы взглянем на карту, то мы увидим на ней, что периферия всех трех описанных нами ледниковых очагов¹ окаймлена озерами. Начиная с востока это: Кара-гель, Баку-гель и дальше несколько безымянных в районе Кизыл-лягама (их больше в действительности, чем на карте) и затем после перерыва ряд озер у долины Каранлыха (их также больше, чем на карте). Сейчас некоторые более мелкие из этих озер представляют снеговые ямы, пополняемые в течение целого лета таянием снегов Алагеза. Для меня важно, однако, не то, что представляют сами данные озера сейчас, а то чем являются впадины их озер генетически. Повидимому эти впадины представляют собой результат запруживания моренным материалом и таким образом они генетически связаны с развитием ледников, в данном случае древних. Картина в общем такая, что или сама впадина озера или котловина представляет собой котловину близкую к бессточной или даже бессточную; со стороны вершины Алагеза ее ограничивает подъем вверх по склону; спину ее ограничивает порог отделяющий ее от следующего вниз склона горы. Порог этот образован насыпным материалом моренного характера.²

¹ А. В. Пастухов в 1896 году также находил на Алагезе ряд древних ледников. Ор. cit., стр. 89.

² О конечных и боковых моренах Алагеза упоминает А. В. Пастухов. Ор. cit., стр. 89.



Фиг. 15. Озеро Кара-гель. Над ним холм Гель-зиарат. Вдали южная вершина Алагеза, переходящая справа в кряж Архашан-даг.

В общем заканчивая характеристику западного вершинного плато Алагеза, нужно сказать, что все районы этого плато несут весьма ясные следы ледникового древнего ландшафта, выражающиеся в следующем: 1) трогообразном характере верховий речных долин, 2) продольных ступенях — ригелях в этих верховьях, 3) в U-образном характере русел их ниже, 4) в наличии здесь бараньих лбов и штрихов, покрывающих породы и 5) в существовании здесь озер моренного типа. Все эти признаки делают для нас, мне кажется, вполне очевидным существование на Алагезе древнего оледенения.

Перехожу теперь к описанию ледниковых цирков остальных районов вершинного пояса Алагеза.

Эти цирки довольно существенно отличаются геоморфологически от цирков только что описанного района и являются гораздо более многочисленными. Общее число их не меньше девяти. Рассмотрим расположение их на нашей карте, где они отмечены номерами от IV до XII. В своей совокупности эти цирки образуют здесь тот самый кратерный ландшафт, возможность создания которых в этих условиях допускает, как мы видели, Чемберлен: вся вершинная полоса в этом районе оказывается изрытой этими „кратерами“. Каждый цирк не особенно велик, имея 3,5—4 км в длину при ширине 1,5—2, редко 3 км. Все эти цирки отделены один от другого червеобразно извивающимися островерхими

двускатными кряжами, создание которых, как мне кажется, только и можно объяснить боковой ледниковой эрозией, сузившей до последнего предела эти перемычки между цирками (фиг. 11). Мне думается, что для объяснения возникновения подобных перемычек только и можно прибегнуть к толкованию их снеговой или ледниковой эрозией, ибо никаким другим агентом объяснить этот изгибающийся по вершинному плато Алагеза скелет кряжей нельзя: ни ветер, ни вода, ни вулканизм не смогут объяснить причин этого явления.

Самые цирки заполнены обломочным материалом очевидно моренного характера, под которым почти в течение целого лета лежит лед, постепенно затем тающий. Надо отметить, что ни в одном из этих цирков мне не пришлось наблюдать бараньих лбов. Что касается штриховки, то она тоже попадает лишь изредка и не представляет собой широко распространенного явления. За то типично выражены продольные ступени — ригели и связанные с ними озера. Обычное число таких ясно выраженных ступеней три-четыре, причем на каждой ступени имеются по большей части незначительные по величине озера того же характера, как и в западном районе.

Перейдем к краткому обзору основных цирков этого района Алагеза. Перечислим их: 1) главный вулканический кратер Алагеза, приуроченный к верховьям Дали-чая и расположенный в его верховьях между главными вершинами горы (на карте фиг. 11, V); 2) цирк, прилегающий к долине Дали-чая (сзади и справа его ограничивает Архашан-даг и его ответвления; слева большой отпрыск Архашана отделяет его от Дали-чая (на карте, IV); 3) цирк, расположенный в верховьях левого притока Дали-чая и примыкающий к главной вершине и вершине с отметкой 1701 саж. (3523.13 м) (на карте, VI); 4) цирк, отделенный от предыдущего островерхим кряжем, тянувшимся на юговосток от высоты 1701 саж. (характерна продольно-вытянутая форма его, ригели, озера) (на карте, VII); 5) цирк Левинсон-Лессинга следующий дальше к востоку цирк, имеющий периферическую часть общую с предыдущим и не имеющий определенного стока (на карте, VIII); характерно на периферии его существование большого оз. Лессинг-гел; 6 и 7) два тесно связанных цирка (на карте, IX и X) на север от VIII с характерной ступенчатостью ригелей, озерами и отсутствием определенного стока; наконец, последними¹ надо отметить два цирка (на карте, XII и XIII): 8 и 9) один в верховьях Гезал-дары, другой — в верховьях Дускянта. Весьма возможно, что цирки XI и V представляют собой то, что называется кароидами или карембрионами; остальные же это — надо думать, настоящие кары. Отличие их в том, что в продольном

¹ Цирк IX спускал, по крайней мере частично, свои воды мимо Танагирмаза в Абаран.

профиле первых двух цирков отсутствует или имеется в очень малом количестве обломочно-моренный материал, нет продольных ригелей и связанных с ними озер. В то же время верховья именно этих двух цирков и еще цирка V заполнены вечным снегом и повидимому продолжают и в настоящее время развиваться, как кароиды. Что касается цирка V, расположенного в кратере, то повидимому, здесь имеется даже небольшой ледник.¹

Поднявшись осенью 1930 г. на вершину Алагеза, я застал ее почти совершенно освободившейся от снега по причинам, которые были указаны выше. К сожалению, обстоятельства не позволили мне спуститься в кратер, где в это время также почти не было снега, но я обозрел его поверхность с вершины. Я увидел, что здесь большое пространство занимает лед (см. на фиг. 11), причем видны были две глубокие трещины его рассекающие, каждая на глаз глубиною 3—4 м (видимая глубина) при ширине не менее одного метра. Это мое наблюдение подтвердила мне сотрудница Гидрохимической партии А. Г. Самарцева, которая незадолго передо мною была в кратере и на вершине.

Я считаю необходимым остановиться еще на некоторых обстоятельствах, касающихся всей этой группы цирков. Цирки IX, X и XI как видно на карте спускали свои воды в виде потоков Дускянта и Кондахсаза в долину Абарана в самых верховьях ее и очевидно создали этим гигантский, достигающий более 10 км по ширине, древний аллювиальный разлив верховьев Абарана. Надо сказать, что в настоящее время территория этого разлива представляет собой весьма безводную степь очень слабо орошаемую едва сочащимися здесь ручейками Кондахсаза, Дускянта, Корбулака и самого Абарана, имеющими главным образом по краям долины рельефно выраженные древние террасы. Если проследить вверх по течению по подъему на Алагез, Дускянт, Кондахсаз и Корбулак, то можно видеть, что к концу лета они в пределах горы являются очень бедными водой в настоящее время. Очевидно при этих условиях, что гигантский водный разлив верховьев Абарана отвечал иным климатическим условиям и иному количеству вод в районе Алагеза. Всего легче объяснить этот водный разлив, связавши его с обилием вод, связанным с ледниковой эпохой и ледниками Алагеза. Это почти та же картина, существование которой у края материкового льда мне удалось констатировать для ледника, покрывавшего Европейскую часть СССР (Полесье и др. места).

То же самое мы можем применить и к циркам, прилегающим к Даличаю — цирки IV, V, VI, VII, отчасти VIII, которые снабжали своими водами долину Дали-чая. Последняя речка, питающаяся сейчас вечными снегами

¹ О „слабом“ развитии ледников на Алагезе говорит Г. И. Танфильев (География России, Украины и прилегающих к ним с запада территорий, ч. II, вып. 1, Одесса, 1922, стр. 316), вероятно со слов Освальда.

и льдом кратера Алагеза, правда и сейчас довольно богата водою. Но это богатство не идет ни в какое сравнение с ее богатством водою в даелком геологическом прошлом, о котором можно судить по огромному конусу выноса древнего Дали-чая у впадения его в Абаран, отмеченному древними террасами.

Мы вправе в общем сказать, что ту большую ширину, которую несомненно имела в прошлом долина Амбарана и о которой дает представление пейзаж этой долины на участке выше Калачи или в районе Акерака, только и можно объяснить обилием вод, связанным с ледниками и ледниковой эпохой. Мне представляется, что ледники и обширные снежники в районе вершины Алагеза в прошлом и огромная ширина древней долины Абарана и частью Дали-чая это два момента причинно взаимно связанные и поэтому сопряженные хронологически.

Считаю необходимым еще сделать одно замечание по поводу цирков VII и VIII. Если первый из них всецело, можно сказать, отдавал свои воды Дали-чаю, то второй имел сток еще и непосредственно вниз по склону в Абаран. В связь с этим нужно поставить весьма своеобразный характер склона Алагеза в дацитовом поясе между Абараном и цирком Левинсон-Лессинга. Склон этот, с одной стороны, явно сглажен и не имеет тех обычных бугров и неровностей, которые так характерны для дацитового пояса в районе Аштарак — Инаклю и в других местах; с другой стороны склон этот усеян отдельными камнями — валунами, явно снесенными сверху, что также определенно указывает на движение ледника в эту сторону. Чтобы оценить значение в этом районе роли выглаживающего действия льда, в ландшафте дацитового пояса, достаточно сопоставить дацитовый склон Алагеза с другими участками дацитового пояса: или южнее — вверх Аштарака, или с тем же склоном севернее, именно, на запад от Танагирмаза; и в том и в другом районе горки-сопки выражены весьма отчетливо. Что касается Абаранского района под цирком Левинсон-Лессинга, то здесь указанные горки сохранились лишь ниже по склону у подножья Алагеза, примыкающего к широким террасам Абарана.

Еще несколько слов к характеристике размеров ледников Алагеза. Мы уже видели, что максимальная длина цирков, примыкающих к южной и югозападной вершинам равняется 4—5 и 5—7 км; цирки восточного района вершинного пояса равняются по длине 1.5—3 км. Для сопоставления приведу данные о современных ледниках Эльбруса. Здесь ледник Уллу-чирак, питающий истоки Малки, имеет в длину немного больше 3 в. (3 км), ледник Карачаул имеет в длину 2.5 в. (2.5 км) и ряд ледников имеет около 2 в. (2 км).¹ Наконец, ледники Б. Азау и Ирик имеют

¹ А. П. Герасимов. Северо-восточное подножья Эльбруса. Изв. Геол., ком., XXX, 1911.

около 7 км,¹ включая и фирновые цирки. Цифры, как видите не очень отличаются от соответствующих цифр для Алагеза.

Если попытаться на основании данных двухверстной карты определить общую площадь занятую древним оледенением Алагеза, то мы получим площадь около 163 кв. в. (186.50 км). Укажу в связи с этим, что современное оледенение Эльбруса занимает территорию повидимому несколько большую этой по размерам, но того же порядка. Именно площадь льдов всего Эльбрусского массива по К. И. Подозерскому равна 126.54 кв. в. или 144 кв. км,² по Абику — 139.4 кв. км,³ по Н. Диннику — 140 кв. км,⁴ по А. В. Пастухову — 174. 11 кв. км,⁵ наконец по В. Михайловскому⁶ эта площадь равна 200—210 кв. км, а по Н. Поггенполю даже 285 кв. км.⁷ Из этих цифр наиболее близкими к истине являются цифры, выведенные К. И. Подозерским. Если взять их, то окажется, что древнее оледенение Алагеза⁸ и современное оледенение Эльбруса близки по величинам. Интересно сопоставить с этим площадь, занятую льдом и снегом на современном Арарате. Если взять за основу показание вообще очень точной двухверстной карты, то величина площади, занятой здесь льдом и снегом является равной приблизительно 25 кв. в. (28 кв. км). Вопрос о древнем оледенении Арарата не совсем ясен в связи с тем, что карта не охватывает южного склона горы. Если судить, однако, по топографии местности, передаваемой двухверстной картой для северной, западной и восточной сторон, то, можно думать, что древнее оледенение могло превышать оледенение современное раза в два, и было близко к 60 кв. в. (68 кв. км). Судя по этому, древнее оледенение Арарата, повидимому, уступало по площади древнему оледенению Алагеза (фиг. 11).

На основании приведенных выше данных о распространении следов оледенения на Алагезе, я попытаюсь на прилагаемой небольшой карте

¹ К. И. Подозерский. Ледники Кавказского хребта. Зап. Кавк. отд. Геогр. общ., XXIX, стр. 136; В. В. Дубянский. К петрографии Эльбруса. Варшава, 1914, стр. 25.

² К. И. Подозерский. Ледники Кавказского хребта. Зап. Кав. отд. Геогр. общ., XXIX, вып. I, стр. 136.

³ Abich. Ueber die Lage der Schneegrenze und die Gletscher Gegenwart im Kaukasus. Bull. de l' Acad. Imp. des Sc. de St. Pétersbourg, XXIV, p. 261.

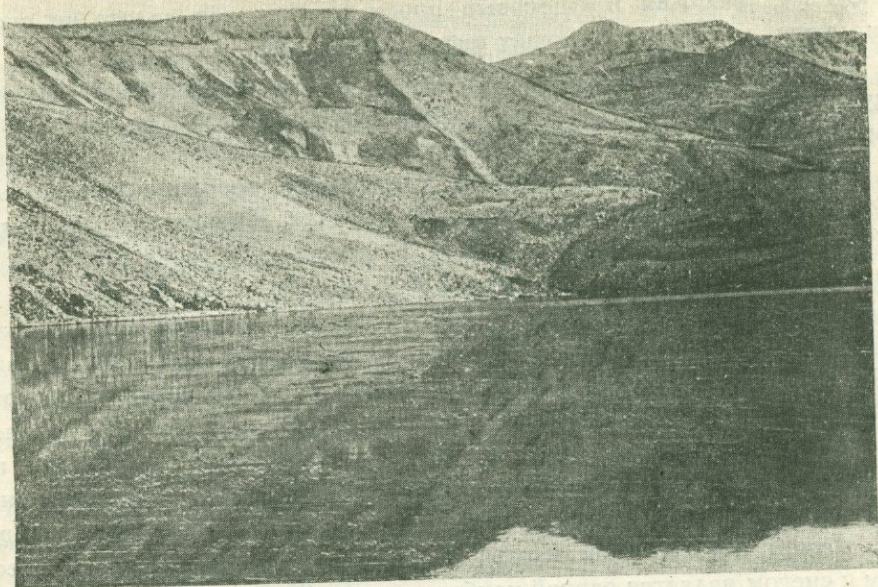
⁴ Н. Динник. Современные и древние ледники Кавказа. Изв. Кавк. отд. Геогр. общ., VI, № 3, стр. 330.

⁵ А. В. Пастухов. Казбек и Эльбрус. Лит. прилож. к журн. „Нива“ за июль 1907 г., стр. 625.

⁶ В. Михайловский. Горные группы и ледники Центрального Кавказа. Землеведение, М., 1894, кн. I, стр. 155.

⁷ Н. Поггенполь. К вопросу об устройстве горной метеорологической станции на склонах Эльбруса. Изв. Геогр. общ., XXXV, вып. 2, стр. 206.

⁸ Площадь нынешних вечных снегов Алагеза А. В. Пастухов определяет в 5.1 кв. в. (5 км). Ор. cit., 88.



Фиг. 16. Озеро Лессинг-гель. Слева россыпи, справа ледниковый цирк.

выделить основные геоморфологические зоны вершинного склона Алагеза. Мною здесь выделены (см. табл. I):

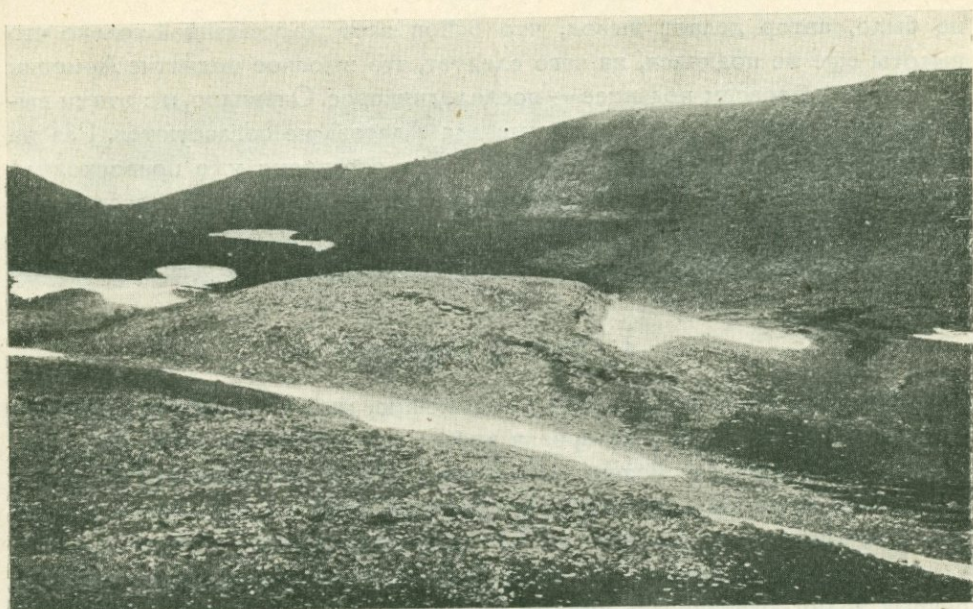
- I. Зона оледенений.
- II. Зона выноса ледниковых материалов.
- III. Зона приноса ледниковых материалов и рассеивания валунов.

К первой зоне относятся все кратко охарактеризованные выше ледниковые и снеговые цирки с трогообразными верховьями долин.

Ко второй зоне относится полоса озерных окончаний центральной ледниковой зоны примерно до неясно выраженных на Алагезе периферических моренных (конечно-моренных) накоплений. На р. Амперт эта зона заканчивается около края Кара-даг.

Третья зона характеризуется тем, что выходов коренных пород здесь нет совершенно. Все закрыто сверху наносным материалом, принесенным частью водой, частью грязевыми потоками. Долины имеют U-образный характер и также не имеют обнажений. На р. Амперт эта зона заканчивается у Ампертского замка, ниже которого выходы коренных пород на плато появляются, а речка приобретает характер каньона с хорошо выраженными в стенках его обнажениями (выходами вулканических пород) и отчетливыми террасами.

О высоте ледниковых явлений вершины Алагеза над уровнем моря можно привести такие данные на основании военно-топографической карты.



Фиг. 17. Бараний лоб близ Метеорологической станции у подножья Архашан-дага.

Высота основных цирков древних оледенений Алагеза над уровнем моря превосходит 2700 м. Запрудные озера, связанные с оледенением, находятся на высоте 2500—3200 м. Наконец, крайние точки ледникового выноса материалов дают еще себя чувствовать на 2100—2300 м. На северном склоне (в районе Хаджи-халила) все эти явления опускаются значительно ниже. Недавно С. С. Кузнецов в интересной работе „О некоторых геоморфологических чертах побережий озера Севан“¹ указал, что Армянское нагорье, несмотря на свою значительную абсолютную высоту и обилие высокогорных обширных площадей нигде не имеет следов оледенений.² С этим мнением С. С. Кузнецова в общей его форме я ни в коем случае согласиться не могу, ибо на Алагезе, входящем в состав Армянского нагорья, следы оледенения не возбуждают, по моему, никаких сомнений.

Я не возражаю ничуть против взгляда С. С. Кузнецова об отсутствии признаков оледенения в районе оз. Севан, но я считаю неправильным распространять этот вывод на все Армянское нагорье. С. С. Кузнецов полагает, что площадь Армении в ледниковый период была еще много ниже той высоты, при которой она могла покрыться льдами; эту высоту автор определяет в 1300—1700 м.³ Из того, что оледенения в его районе

¹ Известия Акад. Наук, VII серия, 1930, № 4.

² Ibid., стр. 295.

³ Ibid., стр. 296.

не было, автор делает вывод, что район этот до указанной только что высоты еще не поднялся, из чего следует, что высокое поднятие Армении есть явление совсем недавнее — послеледниковое. Очевидно, и с этими выводами С. С. Кузнецова мои данные для Алагеза не согласуются. Раз на этой горе было оледенение, очевидно, она в это время уже превосходила указанную выше предельную высоту. О совсем недавнем ее поднятии при этих условиях говорить не приходится просто в силу отсутствия доказательств такого позднего поднятия.

4. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Подводя итоги предыдущему изложению, мы на основании приведенного выше фактического материала вправе сказать следующее. Вся морфология вершинного пояса совершенно определенно свидетельствует о недавнем существовании здесь оледенения. Как определенные доказательства древнего оледенения на Алагезе можно привести существование здесь цирков и разделяющих их кряжей, наличие тросов в верховьях речных долин, окатанность имеющих здесь лавовых бугров, существование на некоторых из выходов пород в вершинном поясе, в том числе на многих из упомянутых бугров ледниковых штрихов, развитие озер запрудного типа; наконец, о том же говорит U-образный характер верхних участков речных долин (тотчас ниже трогов). Помимо этих признаков древнего оледенения на территории вершинного пояса (в кратере) определенно существует по крайней мере один современный ледник, являющийся остатком от этого древнего оледенения.



II. О РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ ВОСТОЧНОГО И ЮЖНОГО СКЛОНОВ АЛАГЕЗА

1. ГЕОМОРФОЛОГИЯ АЛАГЕЗА И ЕГО ЭФФУЗИИ

ОПРЕДЕЛЯЮЩИМ фактом, с которым приходится считаться, когда речь идет о геоморфологии Алагеза, является длительность периода извержений, создавших мощный конус этого вулкана. Об этой длительности свидетельствует тот факт, что в строении конуса господствующие внизу его андезито-базальты сменяются выше породами андезито-дацитовыми, дацитовыми и липарито-дацитовыми.¹ А priori трудно себе представить, чтобы эта мощная толща разнообразных пород относилась к одному определенному геологическому моменту. Правдоподобнее, что эффузия этих разнообразных пород совершалась в известной последовательности во времени и каждый определенный тип породы отвечает известному моменту в геологической истории этих эффузий. От этих, может быть, недостаточно еще убедительных в силу своей теоретичности рассуждений, мы можем перейти и к кое-каким наведениям фактического характера, относящимся к соседним районам. Для Южногочинского района, напр., вулканические эффузии определено моложе меловых и даже палеогеновых отложений.² Сходные указания в этом отношении дают данные, касающиеся стратиграфии западного Ахмангана, где доказана также наличие меловых отложений.³ К сожалению, на восточной и южной части Алагеза осадочных пород не найдено вовсе и поэтому нет данных для сопоставления здесь продуктов извержений с теми или иными геологическими системами.

¹ Отчет о деятельности Академии Наук СССР за 1928 год. II. Отчет о научных командировках и экспедициях, стр. 292 (отчет П. И. Лебедева).

² Ibid., стр. 284 (отчет А. С. Гинзберга).

³ Ibid., стр. 286 (отчет А. А. Турцева).

Отмечу лишь одно отдаленного так сказать характера указание. Близ основания Алагеза с юговосточной стороны на обширном участке, охватываемом железной дорогой Ленинанкан — Эривань, между станциями Агин — Ани — Алагез развиты дацитовые и липарито-дацитовые лавы, явившиеся продуктами моногенной эффузии по трещинам этого района. Эти излияния образуют контакты с лавами непосредственно Алагеза, а также в районе Суванверды с известняками неизвестного возраста. Чрезвычайно интересно, что недалеко от Алагеза возле того же селения Суванверды на этих породах лежат террасовые отложения с дрейссенсиями, освещающие возможный возраст данных эффузий. Указание, однако, для пород Алагеза получается очень и очень отдаленное.

В общем, на основании всех представленных данных мы должны сказать, что большая длительность извержений Алагеза, хотя она из предыдущих данных становится правдоподобной, однако не может быть учтена в точном размере своем: если есть указания на то, когда извержения окончились, то точных данных о времени их начала здесь нет.

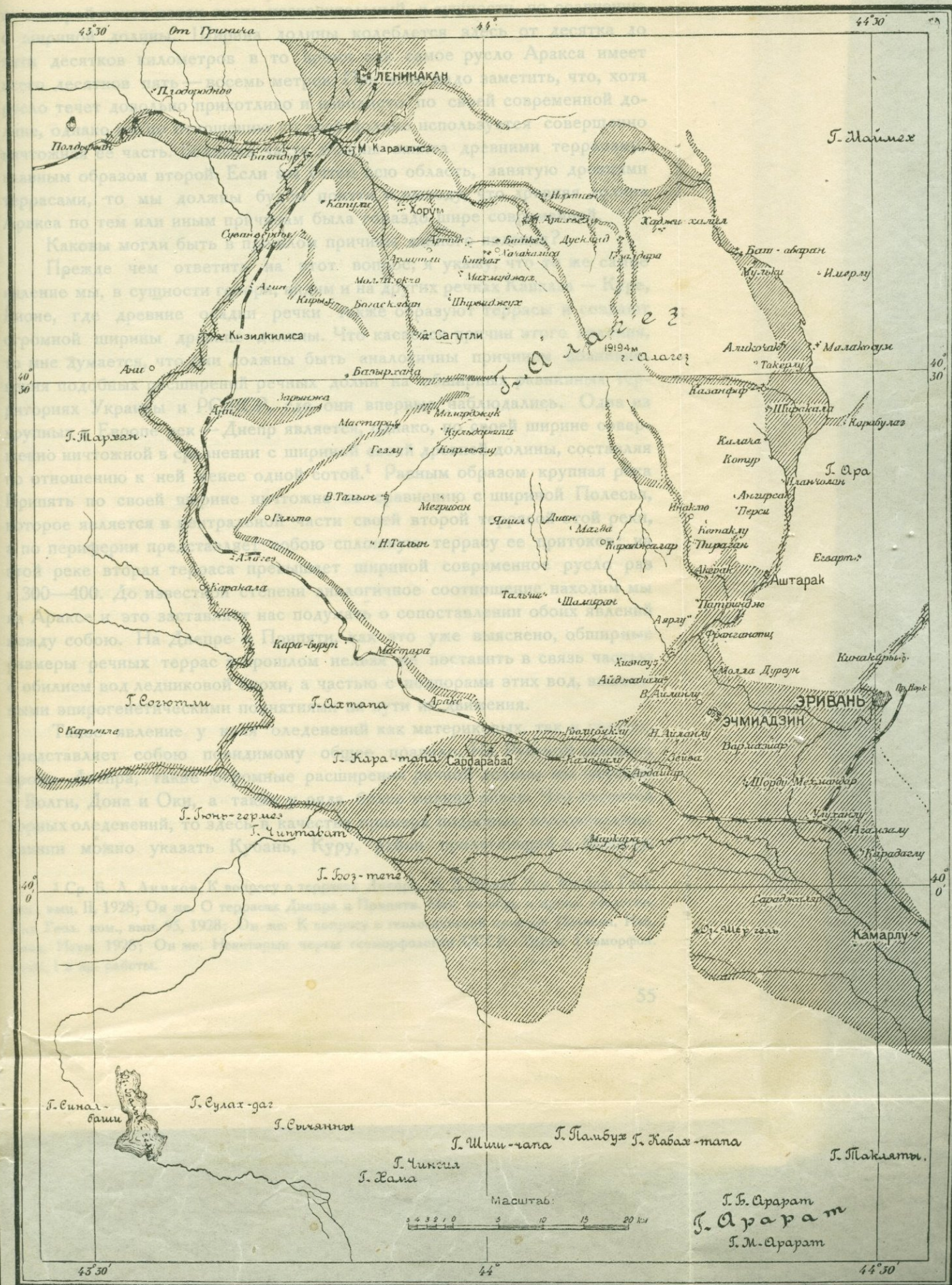
Посмотрим какие данные могут дать по этому поводу геоморфологические наблюдения в самом Алагезе и окружающем его районе.

Ниже я изложу фактический материал этих наблюдений более подробно, а сейчас я кратко скажу основной вывод из них, вытекающий по отношению к речным долинам. Ущелья речек Алагеза, врезанные в древние лавовые покровы, имеют целый ряд террасовых уровней, свидетельствующих о длительной геологической истории и разнообразных переменах в жизни этих речек. В связи с тем, что русла речек врезаны в лавовые покровы можно с определенностью утверждать, что во всяком случае наиболее древние элементы последних старше данных речных долин.

Обратимся теперь к строению речных долин района Алагеза. Наиболее крупными из этих долин являются долины р. Абаран и его притоков — Амперта, Шахверта и Дали-чая, а также почти высохшие ныне более западные долины. Об этих речках мы и будем говорить в дальнейшем изложении. Однако в связи с тем обстоятельством, что все эти речки относятся к притокам Аракса я считаю необходимым для освещения их геологической истории остановиться на этой последней реке. Кроме того при разработке данной темы я приведу сравнительный материал также по двум недалеко расположенным притокам Аракса, Занге и Арпа-чаю; последняя из этих речек, подходя довольно близко к Алагезу и охватывая его территорию с запада, в сущности относится к его району (табл. II).

2. О ДОЛИНЕ АРАКСА

Начнем с Аракса. Долина Аракса в районе от Каракалы до Эривани и несколько ниже представляет собой огромной ширины речную долину,



РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ РАЙОНА АЛАГЕЗА (СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА). ШТРИХОВКА — ДРЕВНИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Aghstegh

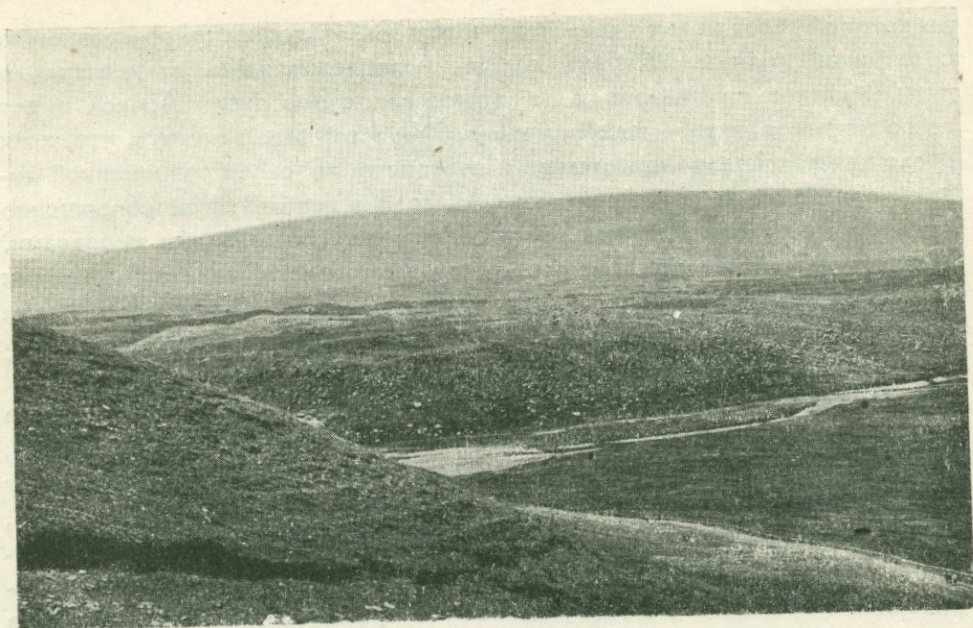
по которой течет поток очень незначительный, в сущности, по сравнению с шириной долины. Ширина долины колеблется здесь от десятка до пяти десятков километров в то время как самое русло Аракса имеет всего десятков пять — восемь метров. При этом надо заметить, что, хотя русло течет довольно прихотливо и извилисто по своей современной долине, однако им по отношению ко всей долине используется совершенно ничтожная ее часть. Большая часть долины занята древними террасами, главным образом второй. Если мы учтем всю область, занятую древними террасами, то мы должны будем прийти к выводу, что древняя долина Аракса по тем или иным причинам была гораздо шире современной.

Каковы могли быть в прошлом причины данного явления?

Прежде чем ответить на этот вопрос, я укажу, что то же самое явление мы, в сущности говоря, видим и на других речках Кавказа — Куре, Рионе, где древние осадки речки также образуют террасы и создают огромной ширины древние долины. Что касается причин этого явления, то мне думается, что они должны быть аналогичны причинам возникновения подобных расширений речных долин на обширных равнинных территориях Украины и РСФСР, где они впервые наблюдались. Одна из крупных в Европе рек — Днепр является, однако, по своей ширине совершенно ничтожной в сравнении с шириной своей древней долины, составляя по отношению к ней менее одной сотой.¹ Равным образом крупная река Припять по своей ширине ничтожна по сравнению с шириной Полесья, которое является в центральной части своей второй террасой этой реки, а по периферии представляет собою сплошную террасу ее притоков; на этой реке вторая терраса превышает шириной современное русло раз в 300—400. До известной степени аналогичное соотношение находим мы на Араксе и это заставляет нас подумать о сопоставлении обоих явлений между собою. На Днепре и Припяти, как это уже выяснено, обширные размеры речных террас в прошлом нельзя не поставить в связь частью с обилием вод ледниковой эпохи, а частью с подпорами этих вод, вызванными эпигенетическими поднятиями на пути их движения.

Такое явление у края оледенений как материковых, так и горных, представляет собою повидимому общее правило. На Русской равнине, кроме Днепра, такие огромные расширения речной долины мы находим у Волги, Дона и Оки, а также у ряда более мелких речек. Что касается горных оледенений, то здесь в качестве примера подобных аллювиальных равнин можно указать Кубань, Куру, район прилегающий к Маньчу,

¹ Ср. Б. Л. Личков. К вопросу о террасах Днепра. Ч. II. Вісник Укр. Відділу. Геол. ком., вып. II, 1928; Он же. О террасах Днепра и Припяти. Мат. по общ. и прикл. геологии. Изд. Геол. ком., вып. 95, 1928; Он же. К вопросу о геологической природе Полесья. Изв. Акад. Наук, 1928; Он же. Некоторые черты геоморфологии СССР. Труды Геоморфол. инст., I и др. работы.



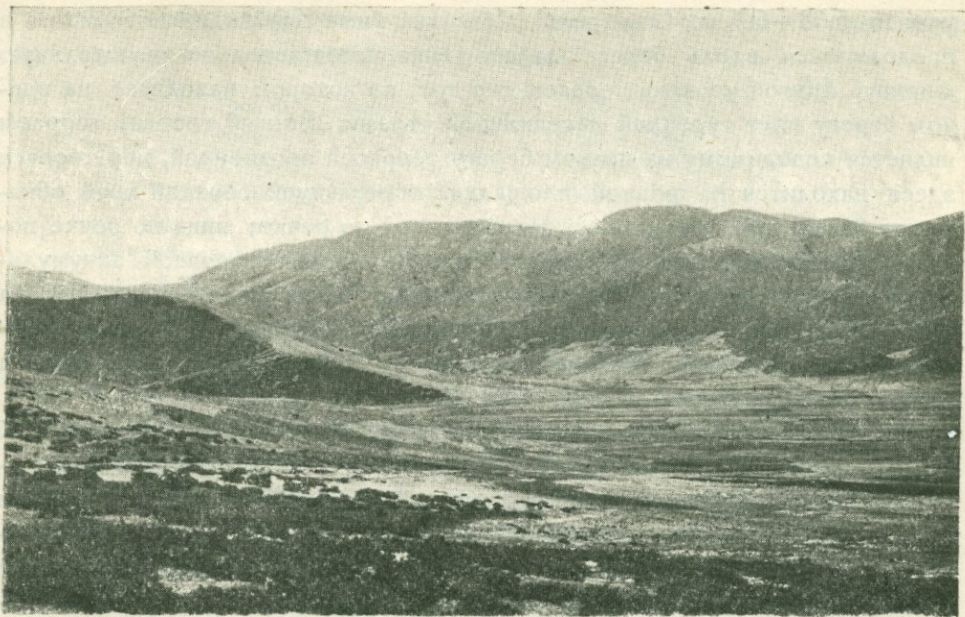
Фиг. 18. Река Абаран. Прикрытые лавой террасы ниже Гюлюджи при впадении Гюлаблю.

низменные Каракумы и Кизылкумы и пр.¹ Во всех этих случаях, так же, как и на Русской равнине — основная причина расширения долин кроется в обилии вод, доставлявшихся ледником.

Что касается долины Аракса, то здесь существенную роль играл еще один момент — подпруда вод русла расположенным ниже сужением долины. Интересующий нас участок этой долины между Каракалой и Эриванью имеет большую ширину, которая создана, с одной стороны, обилием вод в русле Аракса, с другой стороны — подпрудой вод, сужением древней аллювиальной долины, расположенным ниже по течению и созданным излияниями вулканических пород.

К большому сожалению геоморфологические исследования вдоль этой речки сильно затруднены тем фактом, что она проходит как-раз по государственной границе. В связи с неудобствами работы в пограничном районе, несмотря на всю предупредительность пограничных властей, мне не удалось проследить интересовавшие меня явления на большом расстоянии вдоль этой долины, а пришлось ограничиться систематическими наблюдениями около самой речки лишь на очень незначительном протяжении ее долины, а затем дополнить полученный фактический материал данными наблю-

¹ Б. А. Личков. Великие оледенения и древние аллювиальные равнины. Природа, 1930, № 10; Он же. Загадка Каракумов. Сборник „Каракумы“, Мат. КЭИ, вып. 29, 1930.



Фиг. 19. Долина Гюлаблю — Самодарвиш — приток р. Абаран. Мисханский хребет.

дениями вне непосредственных окрестностей русла, а равно данными одноверстной карты с горизонталями.

Мне удалось пересечь долину р. Аракс в нескольких местах: между Сардар-абадом и Каракалой, между городом и ст. Эчмиадзин, наконец, в районе Эривань — Улуханлу — Сарыджалар — Комарлу. Я имею возможность констатировать существование на этой речке нескольких ярусов чрезвычайно отчетливо выраженных террас.

Одним из наиболее удобных мест для наблюдения над террасами Аракса является урочище Каракала. Выше этого урочища русло Аракса стеснено каменными эрозиальными берегами и сжато в более или менее узком пространстве; наоборот, ниже этого места долина сильно расширяется как в своей древней, так и в новой части и речка течет в аккумулятивных накоплениях своего древнего и нового аллювия.

В урочище Каракала, не считая поймы, видны три яруса древних речных террас. К сожалению, условия работы в приграничном районе не позволили произвести непосредственных измерений высоты этих террас над современным руслом. Ввиду этого мне придется по данному вопросу ограничиться приведением лишь приблизительных данных, полученных из глазомерной оценки.

На правом турецком берегу отчетливо видны такие уровни речных террас. Одна — наиболее близкая к пойме поднимается над речкой на

уровень 5.33—6.3 м. Она рельефно видна ниже Каракалинского моста и продолжается вдоль берега далеко вниз, имея довольно значительную ширину. Другой уровень террасы это тот, на котором находится на правом берегу пост турецкой пограничной стражи. Данный уровень террасы является повидимому на правом берегу террасой эрозионной, ибо терраса здесь находится на ровной площадке, обрезающей верхний край обнажения базальтов, тянущихся и дальше вверх по речке; вниз по речке повидимому эта же терраса сменяется того же уровня террасой аккумулятивной. Высота этого уступа над руслом по глазомерной оценке близка к 16—18 м. Еще выше этого уровня виден более высокий уровень, терраса которого может быть прослежены по Араксу далеко вниз. Высота этой террасы над руслом 34.08—36.2 м.

Почти ту же картину видим мы здесь и на левом берегу, который я здесь прошел от Каракалы до Джафар-абада. Ниже Каракалы непосредственно над речкой, если не считать небольших островков и отмели поймы, поднимается на высоту 5.30—6.0 м вторая, т. е. первая надпойменная терраса аккумулятивного происхождения: она состоит из галечника разного размера, а местами частично и из более тонкого глинистого материала. Более высокое положение над руслом речки занимает следующий уровень террасы, который поднимается над речкой на 13.8—17.04 м. Как и предыдущая, эта терраса сложена окатанным галечником, среди которого имеются гальки кварца и древних пород напоминающих граниты и сланцы. Еще более высокое положение занимает четвертая терраса, высота которой над речкой равна приблизительно 30—36 м. Терраса эта также аккумулятивная и состоит из галечника подобного галечнику третьей террасы.

Остановлюсь на горизонтальном распространении этих трех древних террас вдоль берега Аракса. У самого русла речки в районе Каракалы каждая из этих террас имеет ширину в 200—300 м. Однако, это не передает вовсе их истинного территориального соотношения. Повидимому территориальное соотношение этих террас в районе Сардар-абад — Джафар-абад — Каракала такое: наибольшее распространение здесь имеет повидимому третья терраса р. Аракс, вторая развита лишь у самого русла речки неширокой полосой, но за то огромное распространение она приобретает ниже вдоль русла; наконец, четвертая терраса представлена двумя вытянутыми параллельно течению речки неширокими островками, один из которых проходит около Каракалы и тянется вниз, немного не доходя до Джафар-абада, другой — пересекается дорогой, идущей из Сардар-абада в Каракалу тотчас после остающихся справа холмов Карабуканд. Судя по отметкам на двухверстной карте, эти останцы четвертой террасы превышают своей высотой третью террасу, раскинувшуюся вокруг них, на 21.30—42.60 м.

Из приведенных выше данных мы видим также, что террасы на Араксе имеют следующие уровни в метрах:

Первая терраса	0.3 — 0.5 м
Вторая	„	6.0 — 6.40 „
Третья	„	13.90—17—19.20 м
Четвертая	„	30.00—36.20 м

Имеются ли на Араксе еще более высокие ярусы террас, чем указанные три? Этот вопрос не ясен. Повидимому их нет. Но для того, чтобы ответить на этот вопрос с полной уверенностью, желательно было бы проследить террасы по Араксу вверх от Каракалы. Не исключена вполне вероятность того, что там могут встретиться террасы и более высоких уровней. Те указания, намеки по этому вопросу, которые дает Алагез в качестве левого берега Аракса, я изложу ниже.

Обращаюсь теперь к Араксу ниже Джафар-абада. Здесь повидимому на левом берегу Аракса преимущественно развита вторая терраса, о чем можно судить по уровням показанных на карте горизонталей. Река Занга напр., на юг от Эривани, именно около Джафар-абада покидает высокие берега и район развития своих высоких террас и выходит на территорию второй своей террасы, сливающейся дальше со второй террасой Аракса. Тот же факт большого развития второй террасы находим мы повидимому и выше именно близ Эчмиадзина.

Таким образом ниже Джафар-абада начинается особенно значительное расширение долины Аракса, но как-раз здесь прекращаются или почти прекращаются высокие террасы и сохраняются только вторая терраса и современные.

Судя на основании данных своих геоморфологических наблюдений в районах Айгир-геля, г. Эчмиадзин между последним и р. Аракс, а затем в районе Эривань—Сараджалар—Комарлу, вся эта территория относится ко второй террасе Аракса. Обширная древне-аллювиальная равнина второй террасы лишь кое-где прерывается отдельными останцовыми островами более высокой террасы, повидимому, третьей. Такие островки можно отметить близ Паракара, в Шорлу-мехмандаре и отчасти около Улуханлу. На своей периферии аллювиальная равнина ближе к Занге характеризуется развитием целых полос террас более высоких уровней, чем вторая; число этих более высоких уровней равняется двум. Равным образом более высокие уровни мысом выступают в долину Аракса с севера восточнее Эчмиадзина; здесь эти террасы очень завуалированы прикрывшими их сверху вулканическими насыпными породами. В общем получается совершенно определенный вывод, что высокие террасы здесь на левом берегу Аракса почему то не сохранились как правило; сохранились же только более высокие уровни террас Занги и Абарана при их

впадении в Аракс. Мне думается, что террасы самого Аракса, быть может, были уничтожены разливом огромного озера, которое, повидимому, заполняло Эчмиадзинско-Эриванскую котловину в фазу второй террасы.

Озеро это, вероятно, возникло так. Как-раз на этом участке Аракса в него впадал обильный в свое время водами Абаран. Несколько ниже последнего сюда же впадала Занга. Обильный приток вод из этих речек, а также из Арпа-чая, связанный в ледниковую эпоху с оледенением Алагеза создал одну из предпосылок огромного разлива реки в районе Эчмиадзин — Эриван. Другую предпосылку для развития этого явления следует видеть в сужении долины ниже этого участка, сужении, образованном излияниями вулканических пород. Вероятно, уже после уничтожения этого озера, обусловленного в своем генезисе обилием вод, с одной стороны, и их подпором ниже, с другой, древний Аракс образовал свою нынешнюю вторую террасу.

Севернее современного русла Аракса по его долине мы находим целый ряд его староречий. Можно думать, судя по этому, что Аракс в течение своей геологической истории самого последнего времени постепенно отодвигался на юг, т. е. в сторону размыва своего правого берега. Лишь в результате такого перемещения, согласно закону Бэра, могла возникнуть упомянутая серия староречий несколько к северу от современного русла.

В числе этих староречий имеется одно, которое привлекает к себе особенное внимание; это — так называемое Карасу. Русло это хорошо известно всем, работающим на Алагезе, ибо проблема Карасу — одна из важных проблем гидрогеологии, гидротехники и — шире — вообще практической жизни всего района. Упомянутое русло среди безводья и пустынности прилегающего района (в особенности с севера) поражает своей многоводностью, причем периодические разливы его причиняют большие неприятности и даже бедствия местному населению. Известное и несомненное участие в питании Карасу принимают воды, поступающие со стороны Алагеза в районе Айгир-геля.

Что же представляет собой русло Карасу? Для освещения этого вопроса я отмечу два момента: 1) все староречья Аракса имеют направление параллельное Карасу и 2) Карасу является северной границей староречий. Если сопоставить между собой эти два факта, то невольно приходит в голову, что само русло Карасу в сущности является одним из староречий Аракса, именно самым северным староречьем. Является вопрос, почему это староречье сохранилось в то время, как другие исчезли и от них сохранились только весьма слабые следы. Мне причина этого обстоятельства кажется довольно простой. Другие староречья иссыкли и потеряли свою воду вследствие того, что вода Аракса перешла в другое русло. На „речку“ Карасу этот уход Аракса не мог произвести такого действия

в силу того, что по линии этого русла выходят мощные родники со стороны андезито-базальтового основания конуса Алагеза; они то продолжали питание этого русла водою не только тогда, когда воды Аракса от него отошли, но даже тогда, когда это староречье отделилось от нового русла выходами вулканических пород (см. на карте гряду Салтан-меш и Тападаби). Другое обстоятельство, которое в свое время способствовало возникновению русла Карасу, а теперь играет роль в его сохранении, состоит в том, что Карасу составляет продолжение, впадающего в долину Аракса селевого потока Мастары. Есть, пожалуй, в силу этого, основание говорить, что Карасу и Мастара это части одного целого, но в то время как Мастара течет по собственной своей долине, Карасу относится целиком к Араратскому участку долины Аракса.

В связи с этим мы не имеем права рассматривать р. Занга и русло Карасу, как это иногда делают, в качестве двух параллельных одна другой речек, впадающих в Аракс. На самом деле Карасу это — староречье Аракса, а Занга — действительно самостоятельная речка.

Относительно допускаемого некоторыми былого соединения Карасу и Занги, замечу кстати следующее. Очень возможно, что р. Занга впадала в свое время в староречье Аракса, именуемое Карасу, но это не есть совершенно слияние двух независимых от Аракса речек между собою.

В таком свете мне представляются истинные взаимоотношения Карасу и р. Занга.

Что касается взаимоотношений Карасу и Абарана, то можно сказать, что последний, являясь притоком Аракса, является вместе с тем притоком и по отношению к староречью Карасу.

Любопытно, что бурения в районе Карасу, произведенные Армводхозом, выяснили большую мощность древне-аллювиальных отложений котловины Эчмиадзин-Эриванского района, превышающую 40 м.

Судя по разрезам буровых скважин, сделанных в Зангибасарах, все девять скважин прорезали толщу исключительно аллювиальных пород. В разрезах этих пород были встречены: глины, пески с ракушками, глины с гальками и галечники, иной раз по несколько повторяющихся прослоев. Поскольку самые глубокие бурения района достигают глубины около 40 м, можно утверждать, что глубина древних аллювиальных отложений, в которых были встречены напорные воды, определяется величиной не меньше 40 м. В пользу того, что вся толща пород пройденных Зангибасарскими бурениями относится к древнему аллювию (а в верхней части к аллювию современному) говорит частая и не совпадающая в разрезах разных скважин смена грунтов, которая заставила геолога Армводхоза В. Ф. Захарова в его заключениях говорить о линзообразном залегании пород в этих разрезах; кроме того бесспорным и решающим фактом в пользу именно такого трактования вопроса являются очень характерные



Фиг. 20. Долина р. Абаран близ Чамурлу (вид вниз по течению).

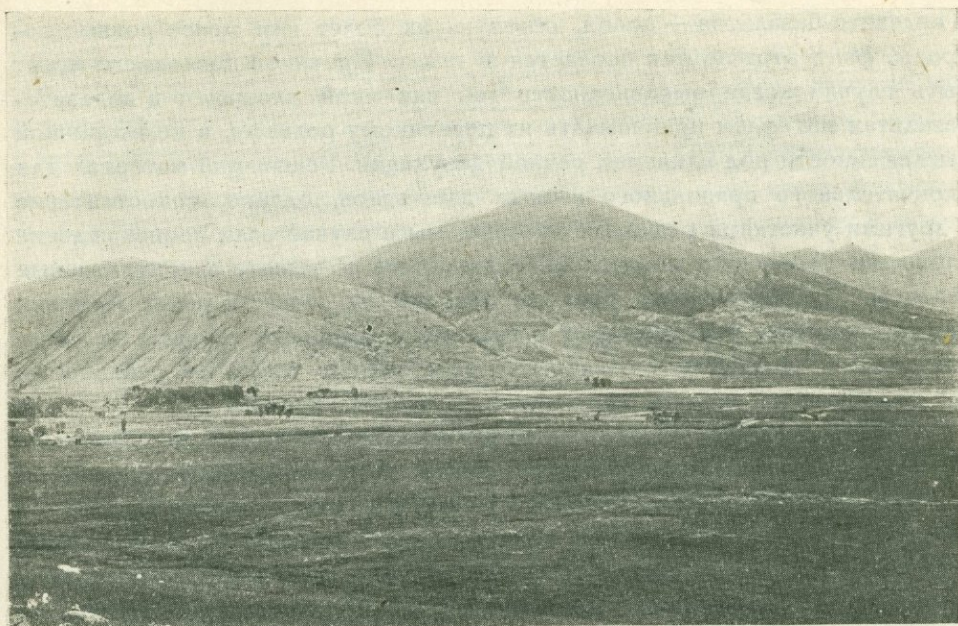
типично речного характера (ср. современную Зангу, Абаран-чай и Аракс) галечники этих разрезов. Таким образом, мы стоим перед фактом большой мощности речных отложений Аракса на этом участке его долины и, следовательно, перед фактом переуглубления этой долины.

В литературе упоминание о террасах Аракса мы находим в работе А. Марголиуса „Соленосные образования Карской области и Эриванской губерний“.¹ Названный автор указывает, что ниже Кара-курта воды Аракса, обогнув Башкегское плато, вступают в Кагызманское плато, где долина речки образует ряд террас то на правом, то на левом берегу (стр. 27). На стр. 46 автор прямо говорит о трех древних террасах на правом берегу и более или менее широкой заливной полосе на левом, причем подчеркивает, большую ширину древней долины по сравнению с современной аллювиальной (стр. 47). А. Марголиус дальше (стр. 63) отмечал, что ниже по течению террасы постепенно уменьшаются, а затем берега становятся обрывистыми и крутыми, почему террасы исчезают совсем.

Как видно из этого, данные Марголиуса не противоречат изложенным выше моим наблюдениям.

Если мы взглянем на нашу схематическую карту, изображающую речные долины района Алагеза, то нам сразу бросится в глаза та большая

¹ Материалы для геологии Кавказа, кн. 8, Тифлис, 1909.



Фиг. 21. Левый берег р. Абаран против Чамурлу.

ширина, которую имеет древняя долина Аракса ниже Каракалы. Ширина эта доходит здесь до 50 и даже более километров. Эту ширину долина сохраняет от района Эривани, а дальше к Комарлу довольно быстро суживается, причем вниз по течению за пределами карты это сужение возрастает еще больше.

Считаю необходимым отметить одно обстоятельство, имеющее большое общее значение едва ли не для всех речек Армении, — существование на этих речках эрозионных террас — террасовых площадок как бы врезаемых эрозией в кристаллические коренные породы. В моей работе „О фазах денудации кристаллического массива“, я, мне кажется, довольно убедительно показал существование таких террас на целом ряде речек Украины, их связь и взаимные переходы с террасами наносными — аккумулятивными и пр. То же самое явление мы находим и на террасах речек Закавказья: на Араксе, Арпа-чае, Борчале, Занге, Абаране и пр. Ближайший пример этого в предыдущем изложении дает правый берег Аракса около Каракалы. На Бамбак-чае пример этого видим ниже Розарчута, на Занге около Эривани и Арзни, по Арпа-чаю ниже Джаджура и пр.; привожу, не выискивая особенно долго, первые пришедшие в голову примеры. Считаю необходимым указать, что в случае надобности число примеров могло бы быть сильно увеличено. Нужно на всякий случай оговориться, что в Армении в связи с большим развитием здесь андезитов

и андезито-базальтов — пород, образующих более или менее ровные покровы, факт этот не так бросается в глаза. Причиной последнего могут быть случаи когда выравненность той или иной площадки в андезито-базальтах мы будем приписывать их первичному рельефу, а не вторичной выглаженности под влиянием речной денудации. Решающий материал для окончательного правильного вывода дает здесь, однако, сопоставление с другими участками речки, на которых мы в случае если происхождение площадки террасовое должны найти такие же по высоте аккумулятивные террасы. Примеров этого рода мы находим на речках и реках Армении множество и они нас убеждают в том, что эрозионные террасы на здешних реках в андезитах и базальтах представляют такую же реальность, как подобные же террасы на гранитах и гнейсах Украины.

Чтобы до конца использовать тот материал, который дают террасы Аракса в указанном мною районе, я считаю необходимым обратить внимание на те шлаковые конусы и выходы эффузий, которые здесь бросаются в глаза на террасе на пути из Сардар-абада в Каракалу. Я имею в виду направо от дороги из Сардар-абада в Каракалу холмы Кара-букянд, напоминающие своей формой и своими породами так называемые Кизылы, что находятся между Айгыр-гелем и Кошем у подножья Алагеза, далее холм образованный вулканическими туфами влево от той же дороги и еще дальше.

Все эти холмы поднимаются выше террасовой поверхности, никаких следов денудации в своих формах они не несут, на поверхности их встречаются не окатанные, а остроугольные обломки. Все это вместе заставляет смотреть на эти конусы как возникшие позже террасы. Очевидно денудация одной из фаз четвертичного периода, которая создала третью террасу не смогла ни изгладить этих холмов, ни оставить на их поверхности своих следов просто потому, что продукты этой эффузии выдвинулись на поверхность уже после образования поверхности террасы; данные извержения, иначе говоря, моложе той террасы, на поверхности которой находятся их продукты. Вывод этот несомненно имеет огромное значение, так как позволяет определить для данных эффузивных образований их возраст. Совершенно аналогичным по отношению к террасам Аракса и Абарана является положение упомянутых выше Кизылей и это дает основание отнести и их к той же наиболее молодой вулканической формации района Алагеза — вывод к которому давно уже пришли по другим основаниям петрографы (П. И. Лебедев).

Данные по Араксу готовят нас до известной степени к тому, что мы можем встретить на Алагезе. Очевидно речки Алагеза также должны иметь ярусы террасы, обусловленные изменением базисов эрозии, связанных, всего вероятнее, с происходившим постепенно поднятием вулкана и прилегающих к нему территорий Мисханского и других хребтов.

Однако в связи с тем, что вся территория вулкана покрыта чрезвычайно мощным панцырем разнообразных вулканических пород, не дающим возможности увидеть под ними какие-либо другие образования, естественно, что террасовые уровни так или иначе создали свои „отпечатки“ именно в этих вулканических породах, преимущественно в виде упомянутых выше каменных эрозионных террас. Самое существование ряда таких врезанных террас говорит о длительности существования лавовых покровов и значительной древности создавших их извержений.

3. РЕКА АБАРАН И ЕЕ ПРИТОКИ (ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ)

Внимание всякого непредубежденного наблюдателя, изучающего карту территории Алагеза, невольно привлекает та широкая чрезвычайно резко очерченная долина, которая отделяет Алагез от прилегающего Мисханского хребта и по которой течет р. Абаран; продолжением этой расположенной на восток от Алагеза долины является находящаяся на север от него также очень широкая долина, отделяющая вулкан от севернее расположенных хребтов. В общем обе долины обрисовывают контур основания конуса Алагеза, отделяя его от прилегающих гор (табл. II). Два момента обращают на себя внимание в этих долинах: высота дна долин над уровнем моря, ширина долин и внутреннее строение этих долин, характеризующее их происхождение.

Начнем с высоты дна долин над уровнем моря. В наиболее высоких частях долин она доходит или почти доходит до 2 км. Над этим высоким дном сравнительно незначительно поднимается не только Мисханский хребет, высота которого 1340 саж. (2854.2 м), но и сам Алагез, поднимающийся своей вершиной до высоты 1919.43 саж. (выше 4000 м). В общем эта высокая долина, над которой хребет поднимается на каких-нибудь 600—650 м, выявляет существование весьма основательного по высоте пьедестала связывающего Алагез с соседними горами. Неправильно представление об изолированности Алагеза по отношению к соседним горным хребтам. Нет, вулкан с ними самым тесным образом связан и наличие общего пьедестала определенно это доказывает. Это обстоятельство немаловажного значения, свидетельствующее в пользу связи вулкана с той горной системой, с которой он территориально связан. То же самое можно применить и к находящемуся на противоположном правом берегу Аракса Арарату. В географической литературе нередко подчеркивают, что этот огромной величины потухший вулкан совершенно изолированно расположен среди громадной низины. На деле это представление неправильно. На самом деле вдоль правого берега Аракса сверху вниз тянется длинная цепь гор — Синал-баши, Сулах-даг,

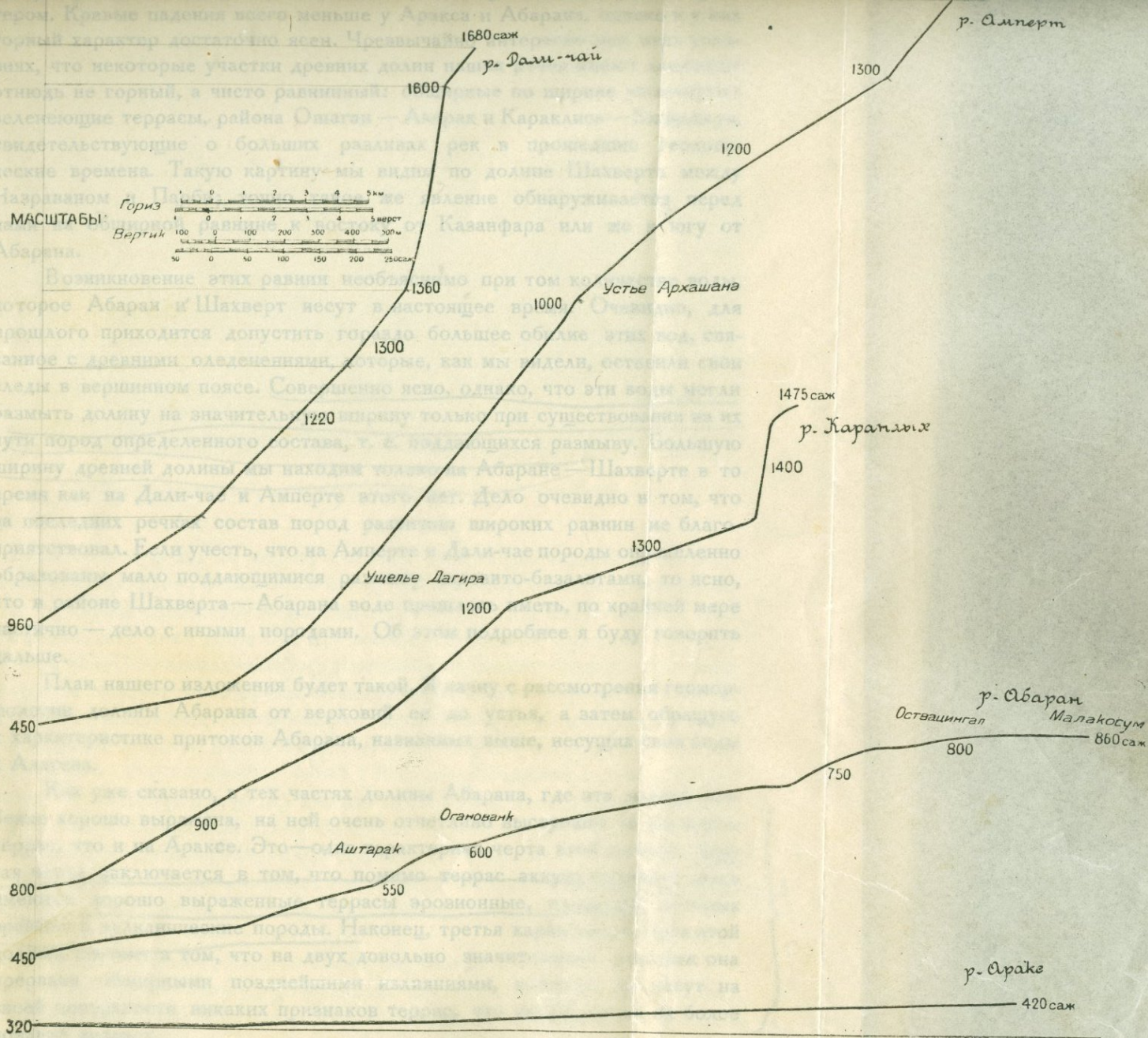
Сычянны, Хама, Чингил, Шиш-чапа, Памбух, Кабах-топа, Арараты Большой и Малый и Кизыл-тепе (см. карту). Правда высоты всех этих гор много уступают высоте Арарата, но это вовсе не дает еще основания говорить об его совершенно изолированном положении. Напротив, он один из членов цепи.

Обратимся теперь, к долине Абарана между Алагезом и прилегающими к нему с востока хребтами. Обращает на себя внимание ее очень большая ширина, достигающая до 6—7 км. Если мы далее пересечем долину поперечно в двух-трех местах, где она наиболее хорошо выражена, нам нетрудно будет убедиться, что на всю указанную выше ширину распространяются одни и те же генетические образования, именно образования речного происхождения — террасы разного типа, число которых не меньше числа террас Аракса. Возьмем в качестве типичных мест сечение долины от Ошагана или такое же сечение ее от Кушу через Караклису на Базарджук. И там и здесь мы увидим очень типичную картину широкой речной долины, ибо на всем протяжении указанных сечений нет иных отложений, кроме террасовых и лишь по краям находятся морфологические образования, отвечающие коренным берегам. Таким образом перед нами не просто долина, а (каково бы ни было ее первоначальное происхождение) широкая речная долина. В районе Ошагана—Акерака этой долиной пользуются сейчас три речки — Абаран, Амперт и Шахверт, занимающие ничтожную ее часть в связи с ничтожной шириной их русел. В районе Караклисы—Базарджук по огромной долине проходят две речки — Абаран и Дали-чай, причем последний разбивается на несколько притоков. При этом опять совершенно нет никакого соответствия между шириной русел этих речек, выражающейся немногими метрами и шириной долины, превышающей полдесятка километров. Столь ничтожные потоки очевидно такую долину создать не могли и приходится предположить, что она создавалась при совершенно иных условиях климатического режима — большом обилии вод, вероятность чего я указал уже выше для Аракса. Прежде чем подойти к освещению этого вопроса и приступить к изложению тех фактических данных, которые по этому поводу имеются, я останавливаюсь на изложении фактического материала о террасах Абарана и его притоков — Амперта, Шахверта и Дали-чая. После этого мы обратимся к освещению геологического прошлого долин этих речек на основании полученного материала об их строении.

Чтобы читатель составил себе более или менее наглядное представление о характерных чертах и вместе с тем взаимных различиях всех речек этого района, начиная от Аракса и кончая мелкими притоками главной речки Алагеза—Абарана, я приведу кривые падения этих речек в сопоставлении с кривой падения равнинной р. Днепр, которая при принятом масштабе превращается в горизонтальную линию (табл. III). Из таблицы видно,

МАСШТАБЫ:

Гориз
Вертик



**СХЕМАТИЧЕСКИЕ КРИВЫЕ ПАДЕНИЯ ДАЛИ-ЧАЯ, АМПЕРТА, КАРАНЛЫХА, АБАРАНА И АРАКСА
В СОПОСТАВЛЕНИИ С ПАДЕНИЕМ РАВНИННОЙ Р. ДНЕПР**

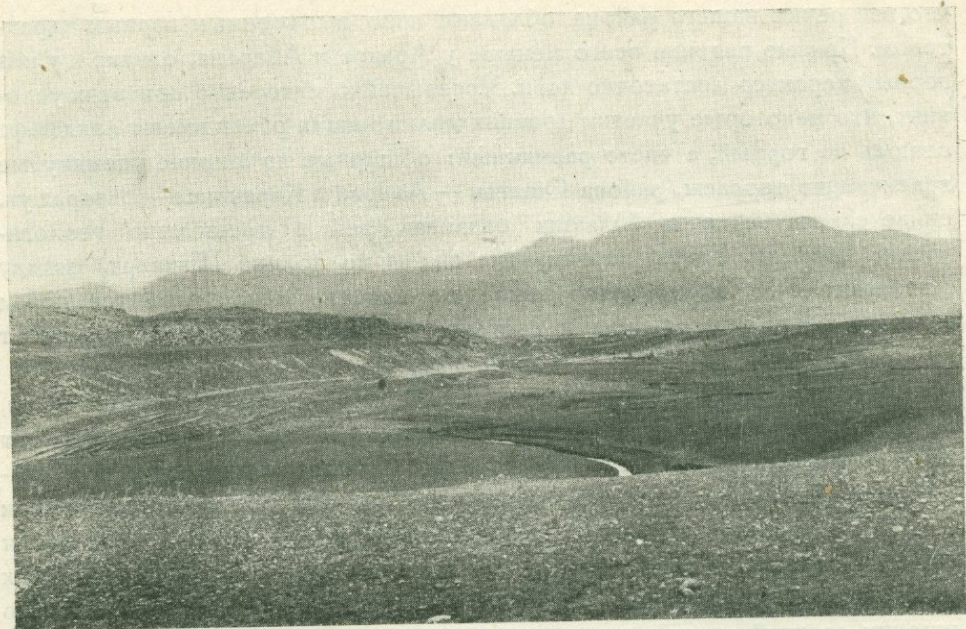
что все реки нашего района обладают ясно выраженным горным характером. Кривые падения всего меньше у Аракса и Абарана, однако и у них горный характер достаточно ясен. Чрезвычайно интересно при этих условиях, что некоторые участки древних долин наших рек имеют ландшафт отнюдь не горный, а чисто равнинный: обширные по ширине упомянутые зеленеющие террасы, района Ошаган — Акерак и Караклиса — Базарджук, свидетельствующие о больших разливах рек в прошедшие геологические времена. Такую картину мы видим по долине Шахверта между Назраваном и Парби; точно такое же явление обнаруживается перед нами на обширной равнине к востоку от Казанфара или же к югу от Абарана.

Возникновение этих равнин необъяснимо при том количестве воды, которое Абаран и Шахверт несут в настоящее время. Очевидно, для прошлого приходится допустить гораздо большее обилие этих вод, связанное с древними оледенениями, которые, как мы видели, оставили свои следы в вершинном поясе. Совершенно ясно, однако, что эти воды могли размыть долину на значительную ширину только при существовании на их пути пород определенного состава, т. е. поддающихся размыву. Большую ширину древней долины мы находим только на Абаране — Шахверте в то время как на Дали-чае и Амперте этого нет. Дело очевидно в том, что на последних речках состав пород развитию широких равнин не благоприятствовал. Если учесть, что на Амперте и Дали-чае породы определенно образованы мало поддающимися размыву андезитобазальтами, то ясно, что в районе Шахверта — Абарана воде пришлось иметь, по крайней мере частично — дело с иными породами. Об этом подробнее я буду говорить дальше.

План нашего изложения будет такой. Я начну с рассмотрения геоморфологии долины Абарана от верховий ее до устья, а затем обращусь к характеристике притоков Абарана, названных выше, несущих свои воды с Алагеза.

Как уже сказано, в тех частях долины Абарана, где эта долина особенно хорошо выражена, на ней очень отчетливо выступают те же ярусы террас, что и на Араксе. Это — одна характерная черта этой долины. Другая черта заключается в том, что помимо террас аккумулятивных здесь имеются хорошо выраженные террасы эрозионные, площадки которых врезаны в вулканические породы. Наконец, третья характерная черта этой долины состоит в том, что на двух довольно значительных участках она прервана обширными позднейшими излияниями, которые не несут на своей поверхности никаких признаков террас, что указывает на их более поздний возраст.

После этих предварительных замечаний начнем рассмотрение долины р. Абаран с самых верхних ее частей.

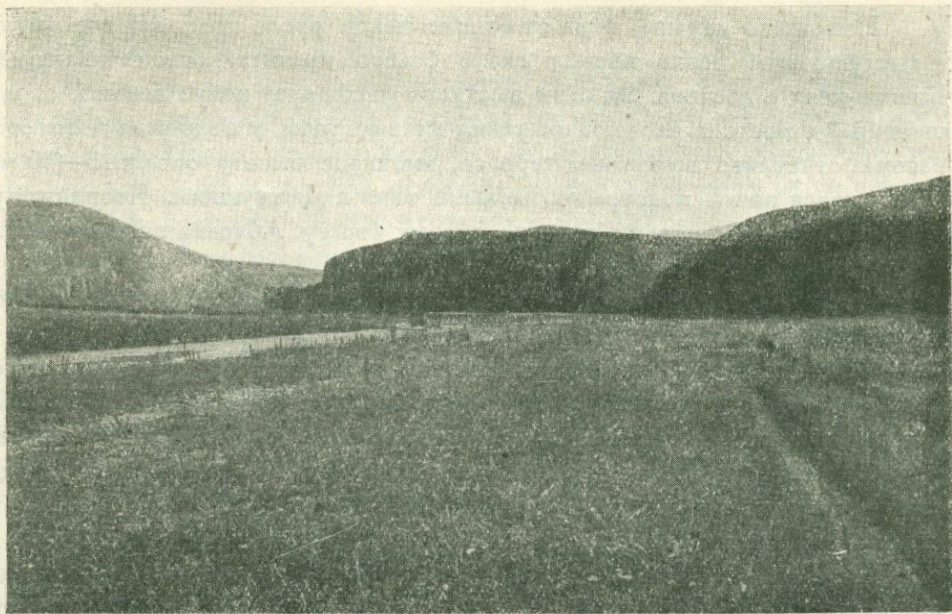


Фиг. 22. Речка Амбарлу с террасами. Вдали виден Мисханский хребет.

Речка Абаран берет свое начало в районе на север от Алагеза несколькими истоками. Два из них — ручей Корбулак и ручей Дускянт берут свое начало с Алагеза, третий же, отвечающий собственно Абарану, хотя никто из местного населения не знает его здесь под этим названием, начинается у южного склона Памбакского хребта недалеко от Памба Армянского. Все эти три ручья затем соединяются — Дускянт впадает в Абаран около Джамушли, Корбулак — немного ниже между Джамушли и Кондахсазом — и образуют уже более значительный поток, который дальше вниз превращается в речку Абаран.

Территория, по которой текут все эти три ручья, представляет собой огромную монотонную аллювиальную равнину, имеющую в самой широкой своей части около 10 км в ширину; среди этой равнины возвышаются конусы Джанги-тапа и Голгат, причем последний, строго говоря, замыкает долину с запада, образуя водораздел между верховьями Абарана и притоками Арпа-чая.

Потоки, текущие в настоящее время по этой равнине, являются довольно жалкими ручьями, незначительно углубленными в общую поверхность равнины. Долина р. Дускянт имеет очень неясно выраженный второй уступ. Что же касается Корбулака, то это — небольшая грязная канавка, имеющая очень ничтожную глубину русла. Судя по большой величине аллювиальной равнины, судя далее по тому, что на склоне Ала-



Фиг. 23. Река Абаран. Терраса на андезито-базальтах против Малакосума.

(Зобуни)

геза здесь очень низко спускается ледниковый каровый цирк можно думать, что здесь в прошлом было большое обилие вод, изливавшихся из под ледников Алагеза как к Дускянту, так и восточнее к Танагирмазу.

Чрезвычайно любопытно, что параллельно Дускянтскому ручью на запад от него из соседнего ледникового цирка берет начало ручей Гезал-дара. Обе речки текут совершенно параллельно одна другой на расстоянии 1—2 км одна от другой. После выхода к подножью Алагеза на равнину Дускянт поворачивает вправо в сторону Абарана, Гезал-дара же — влево в сторону Арпа-чая. На карте видно, однако, что один из потоков, отходящий от русла Гезал-дары также поворачивает вправо и, дойдя до холма Тамбул-тапа, слепо заканчивается. Продолжение этого русла довольно углубленное видно и дальше у подножья Джанги-тапы. Здесь на этом русле отчетливо видна на правом берегу терраса, поднимающаяся над дном русла на высоту до 4—5 м.

Перехожу к описанию самой долины Абарана.

Мне не пришлось быть у самого начала русла Абарана в районе высоты 1090 саж. (2321.70 м). Знаю я это русло только начиная с Кишишкенда, где дно его в настоящее время летом является совершенно сухим. Здесь явственно выражены две невысокие террасы. Одна поднимается над дном на высоту от 0.5 до 1 м, другая — на высоту 6—7 м.

Несколько дальше вниз от Кишиш-кенда русло подходит вплотную к выступающей резко вперед скале белого гранита, ограничивающей Кишиш-кенд с востока. За этим выступом находится конус выноса, ограниченный с востока следующим таким же выступом, у подножья которого весьма отчетливо выражена терраса, имеющая высоту около 15—20 м, и тянущаяся почти непрерывно дальше вниз к Джамушлям. Повидимому это та же терраса дальше вниз по левому берегу Абарана продолжается от Б. Джамушлей к Кондахсазу.

Около Джамушлей в Абаран впадает ручей Памб, берущий начало в Памбакском хребте у Сиптакского перевала.

Памбский ручей интересен нам как тип левых притоков Абарана. В противоположность правым притокам, берущим начало свое с Алагеза и носящим характер ледниковый с трогообразным характером верховьев, левые притоки не имеют на себе никаких признаков оледенения. Вследствие этого долины этих левых притоков в верховьях своих не имеют никаких признаков трогов.

На Памбском ручье выражены два яруса террас. Одна из них в средней части имеет 5—7 м высоты над руслом, другая не более 2 м. Эти террасы продолжают и дальше вверх по речке до самого Сиптакского перевала, причем как высота этих террас над руслом, так равно разница их высот вверх по руслу уменьшаются и постепенно сходят на нет. Повидимому 4-метровая терраса ручья Памб постепенно становясь все более и более высокой вниз по течению по отношению к руслу примыкает на Абаране к его 15—20-метровой террасе у Джамушлей.

Отмечу еще, что все склоны Памбакского хребта усеяны большим количеством остроугольных камней довольно разнообразного состава из числа пород, встречающихся в Памбакском хребте. Склоны хребта покрыты коричневатожелтым делювиальным суглинком, который также содержит в себе этот остроугольный щебень.

Продолжаю описание долины речки Абаран от впадения ручья Памб вниз.

От Джамушлей по левому берегу долины, имеющей здесь весьма значительную ширину, упомянутая высокая терраса тянется к Кондахсазу с большими изгибами, которые можно видеть на карте. У подножья ее тянется следующий уровень, отвечающий, надо думать, второй (т. е. первой древней) террасе и образующий в сущности всю территорию равнины.

Около Кондахсаза в русло Абарана слева впадает приток, берущий начало в Мисханском хребте выше Джарджариса. Чрезвычайно любопытно, что только этот левый приток в летнее время и имеет воду в то время как сама речка Абаран здесь состоит из целого ряда расположенных в русле и несообщающихся между собою луж. Постоянное и прерывающееся течение Абарана начинается только ниже Кондахсаза.

Правый берег упомянутой аллювиальной равнины из Кондахсаза характеризуется такими чертами.

Здесь та же терраса видна очень отчетливо, однако производит впечатление, что кроме нее есть еще один уровень, прикрытый сверху дацитовыми лавами. Не есть ли это та же самая терраса, различие которой обуславливается отсутствием дацитовой лавы на ее поверхности в одном случае и ее присутствием в другом?

Дальше вниз от Кондахсаза к Баш-абарану террасы по Абарану представлены очень хорошо.

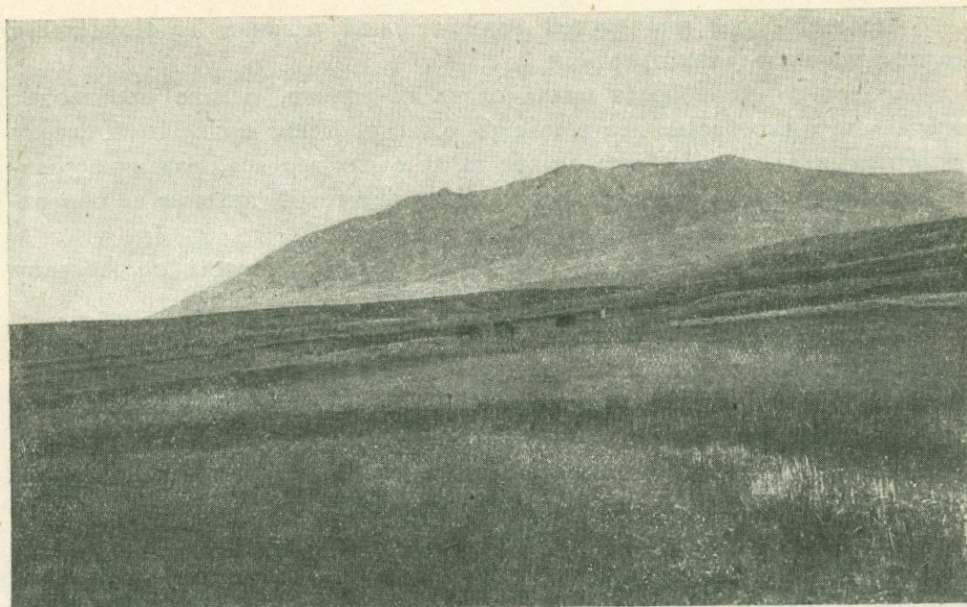
Само селение Кондахсаз находится на левом берегу Абарана у подножья залитой лавой высокой аллювиальной террасы, относительная высота которой над руслом доходит до 40 м. Надо сказать, что высота этой террасы выше, чем высота составляющей ее продолжение вверх по направлению к Джамушлям террасы; последняя также покрыта дацитовой лавой. Ниже Кондахсаза долина р. Абаран сильно суживается.

Дорога из Кондахсаза в Баш-абаран идет сначала по правому берегу р. Абаран, причем здесь можно отметить два основных уровня, которые я склонен принимать не за два независимых уровня, а за уровень одной и той же террасы, меняющийся в зависимости от покрытия или непокрытия ее лавой.

Террасовый характер берега выражен очень явственно.

Следует упомянуть о двух довольно значительных озерах, расположенных на территории этого берега недалеко от Кондахсаза. Озера эти интересовали меня задолго до посещения этого района в связи с тем, что это единственное место, если не считать высокогорного района с ледниковыми озерами, где на Алагезе имеются озера. К тем двум озерам, которые расположены здесь на террасе, надо добавить третье, находящееся несколько выше по склону Алагеза у селения Корбулак. Все эти три озера, как показал осмотр места, связаны повидимому с теми первичными неровностями рельефа характера бессточных впадин, которые создаются на пологих склонах в местах излиятий дацитовых лав и питаются водою, вернее всего, за счет подлежащего дацитам водоносного горизонта. Из двух озер на террасе, показанных на карте, сохранилось лишь более крупное, расположенное ниже по течению. Что касается другого озера, то его территория распахана и воды на ней нет вовсе.

На двухверстной карте можно видеть, что тот плоский террасовый уровень, на котором расположены озера, дальше вниз вдоль течения р. Абаран снижается заметно и переходит задолго до Миракского моста на другой более низкий уровень. Этот более низкий уровень повидимому господствует и на левом берегу выше Миракского моста. Только около самого Мирака он сменяется повидимому более высоким уровнем террасы. В действительности дело обстоит еще сложнее, ибо этот спуск происходит



Фиг. 24. Террасы Дали-чая у Караклисы. Вдали виден вулкан Карны-ярых.

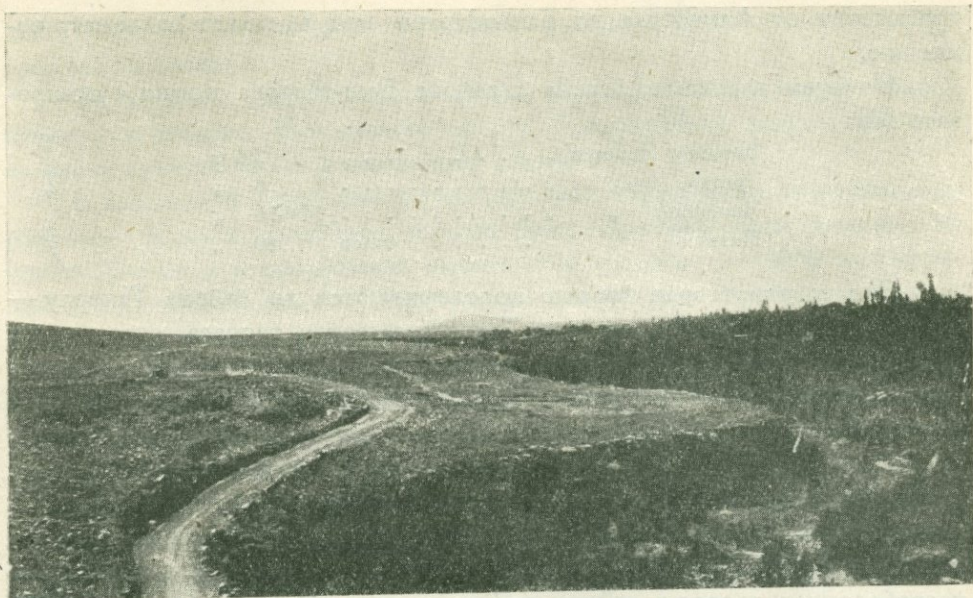
не сразу, а с несколькими колебаниями в одну и в другую сторону. Около Миракского моста, где шоссе переходит на левый берег Абарана, терраса на обоих берегах выражена отчетливо. На правом берегу на высоте немного выше середины уровня террасы (высота ее здесь на-глаз 16—20 м) в ее разрезе выступает поток черных туфовых андезито-базальтовых лав с крупными черными включениями. Сверху этот покров базальта покрыт коричневым суглинком и мелкой галькой.

Дальше вниз по направлению к Абарану дорога идет по левому берегу речки по направлению к селению Баш-абаран. Берег этот представляет собой высокую террасу речки, имеющую высоту около 2.5 км. Ближе к Баш-абарану повидимому начинается более высокий уровень террасы — четвертая терраса. При спуске к селению можно видеть разрез террасы, состоящий из прослоев мелких округленных пемзовых шариков, чередующихся с коричневатыми суглинками и черными прослойками, состоящими из вулканического пепла. Сверху эти породы прикрыты покровом дацитовой лавы.

В Баш-абаране шоссе вновь переходит на правый берег речки Абаран.

Селение Баш-абаран находится на невысокой второй террасе левого берега речки Абаран. Здесь эта терраса, имеющая высоту 3—4 м,¹ рас-

¹ Ясно выражен ее уступ над речкой на правом берегу против селения ниже моста.



Фиг. 25. Эрозионные террасы р. Абаран у Аштарака.

ширена и образует широкую площадку на правом берегу. Ниже у с. Мулек она значительно суживается. Здесь очень удобно расположенные один под другим террасовые уровни. Их три. Самый низкий из этих трех уровней выступает в виде явственно выступающей на правом берегу террасы наклонно спускающейся к Абарану. Повидимому терраса эта отвечает боковому потоку, который действительно впадает здесь в Абаран. Высота этой террасы 6.03 м. Над ней возвышается еще один уровень поверхности, покрытый дацитовыми сопками. Высота этого последнего уровня 14—16 м. Площадки этого уровня образуют кайму вокруг еще более приподнятого уровня, высота которого над Абараном равняется, судя по двухверстной карте, более 40 м. Последний уровень террасы имеет весьма значительную ширину на правом берегу, достигающую до 2 км. У своего основания вплоть до Мулек и Гюлюджи он окаймлен неширокой каемкой предыдущего уровня.

Шоссе идет все время по самому высокому террасовому уровню, причем ближайшая к Баш-абарану часть этой высокой террасы покрыта аллювиальными отложениями, заросла растительностью и имеет вид совершенно типичной аллювиальной террасы. Только со второй половины дороги к Аликочаку шоссе оказывается окаймленным сопками покрова дацитов и поверхность террасы теряет свой аккумулятивно-аллювиальный внешний облик. Очевидно здесь ее покрывает сверху лавовый покров. Но, во всяком случае, и здесь террасовая природа плато на всем

протяжении от Аликочака до Баш-абарана едва ли может подлежать сомнению.

В общем террасы Абарана в районе Баш-абарана можно суммировать так:

Вторая	терраса	3.4 м
Третья	„	6 „
Четвертая	„	14—16 „
Пятая	„	более 40 „

Эти уровни террас хорошо прослеживаются до района Такерлу — Аликочак. Над уровнем селения Такерлу высокая терраса, отвечающая повидимому самой высокой из указанных выше, выступает весьма отчетливо. Она покрыта сверху дацитами. Есть основание думать, что в Такерлу перед нами терраса древнего конуса выноса Дали-чая, почему к Аликочаку, т. е. к Абарану она несколько снижается по абсолютному уровню. Над руслом высота этой террасы доходит до 40 слишком метров.

Для того, чтобы дать полную картину геоморфологии речного русла р. Абаран между Баш-абараном и Аликочаком я останавлиюсь на участке правобережных террас в районе от Гюлюджи до Чамурлу (фиг. 18 и 19).

В Гюлюдже трудно выделить отдельные уступы террас в том обширном лавовом покрове, который простирается позади селения по направлению к подножью Алагеза (фиг. 18).

Несколько освещает террасовую природу всего этого ровного плато под лавовым покровом одно обнажение в с. Чамурлу. Здесь в Абаран впадает небольшой боковой приток и как-раз немного выше места впадения этого притока на правом берегу видно интересное обнажение. Мощности пород этого обнажения равна приблизительно 20 м, а выше начинаются глыбы лавовых туфов. Повидимому это — обнажение высокой террасы, у подножья которой находится невысокая терраса в 1.5—2 м высотой. Состав обнажения высокой террасы сверху вниз следующий. В верхних частях своих обнажение закрыто. Видно только, что на самом верху неясно выступают в песках прослой галечника. Дальше вниз после небольшого перерыва выступает плита слоистого серого слегка сцементированного пемзового песка. Еще ниже за ним следует тонкий прослой железистого песчаника, а затем опять плита серого слегка сцементированного песка. Мощности последних трех слоев вместе равняется 2.5 м.

Дальше вниз эти породы меняются зеленоватым песком с глиной в нем; мощность ее 6—7 м. Еще ниже лежит такой же примерно мощности зеленоватая глина, содержащая некрупный галечник.

Окатанный галечник имеется таким образом в слоях внизу обнажения и вверху его, в перерыве же его нет.

Не совсем ясно положение этого обнажения в том смысле выступает ли оно из-под лавы или прислонено к последней. Повидимому все же

дело стоит так, что не особенно мощный покров лав покрывает террасу сложенную песками.

Со стороны левого берега против Гюлюджи — Чамурлу в Абаран впадает со стороны Мисханского хребта Гюлаблинская долина. Ширина ее внизу немного более 2 км, вверху 1.5 км.

В небольшой Гюлаблинской долине (фиг. 19) имеются отчетливо выраженные террасы, особенно хорошо бросающиеся в глаза на левом ее берегу. Ближе к устью долины высота этой террасы 16—20 м над уровнем дна долины. У самого устья терраса приобретает характер не совсем ясной неширокой площадки. Более низкой становится эта терраса в верховьях района с. Гюлаблю, где ниже селения она выявлена и на правом берегу, хотя имеются местами отчетливо выраженные участки промежуточной террасы 2—4 м высотой. Участки этой террасы только местами хорошо ограничены от поймы, в большинстве же мест переход между ними неясен. На левом берегу Гюлаблинской речки при впадении ее в Абаран бросается в глаза характерный конус Чамурлу (фиг. 20 и 21), прорезанный в нижних частях своих склонов неглубокими оврагами, очень простыми. В этих оврагах обнажаются в нижних частях склонов вулкана делювиальные суглинки, которые подходят сверху вплотную, у упомянутой террасы к ней примыкая. В делювии можно различить два слоя: нижний — желтый (переходит в сходные отложения террасы), верхний — коричневый. Оба слоя переполнены довольно крупными остроугольными обломками. Вблизи Чамурлу в выносах упомянутых небольших оврагов, состоящих из большого количества остроугольных обломков можно наблюдать глиняные катуны, состоящие из небольших камешков скрепленных глинистым материалом. В районе селения Гюлаблю, поднимаясь от ручья вверх по склону через террасу, можно видеть как окатанный галечник террасы сменяется выше неокатанным разнородным галечником склонов. Возвращаясь к р. Абаран.

В районе с. Чамурлу и ниже по долине Абарана большое развитие и ширину получает по долине речки болотистая пойма до километра шириной. Продолжается она почти до Малакосума. Немного выше последнего в Абаран впадает справа проходящая мимо Аликочака речка Амбарлу, имеющая вплоть до верховьев очень мощно выраженные террасы.

Остановимся на этой речке и ее террасах. Начнем с ее верховьев.

Речка эта характеризуется от урочища Амбарлу до Аликочака очень хорошо выраженными террасами. Ясно выступают два, а может быть даже и три яруса этих террас. Поражает краткость долины этой речки в сопоставлении с удивительно хорошо выраженными на ней террасами (фиг. 22). Длина долины не больше десятка километров и выше Амбарлу ее характер совершенно иной; она заполнена новейшими излияниями дацитов.

По долине речки здесь видны три основных террасовых уровня: невысокая терраса в 0.5—2 м непосредственно у русла, весьма хорошо

выраженная терраса на обоих берегах высотой 15.30—15.80 м и, наконец, на левом берегу высокая терраса, покрытая лавами (высотой 25—30 м на-глаз). Чрезвычайно любопытно, что дацитовые лава, составляющие покров этой террасы, повидимому не совпадают с теми лавами, которые прерывают долину выше Амбарлу: дацитовые горки там выше и определенно вся местность по рельефу отграничена от террасы, составляющей продолжение террасы Башабаранской.

Верхняя поверхность средней из указанных трех террас покрыта камнями обломками вулканических пород, то крупными, то мелкими, далеко не всегда окатанными. Разрез ее сверху вниз такой:

- 1) Серый очень плотный вулканический пепел с гальками.
- 2) Грубый суглинок лессовидный 1.5—2 м
- 3) Коричневаточерный песок 1.5—2 „

Дальше вниз следует на протяжении около десятка метров чередование темносерого пемзового песка из обломков темных вулканических пород, содержащего кое-где более крупные кусочки пемзы с прослоями не крупного пемзового щебня; каждый из отдельных прослоев этих чередующихся слоев имеет несколько сантиметров мощности.

Эту же террасу мы находим в самом Аликочаке. Здесь на правом берегу речки тотчас ниже моста имеется прекрасное обнажение террасы. Высота террасы здесь равна 12.63 м. Разрез ее сверху вниз такой:

- 1) Переменяемость прослоев серого слоистого песка с прослоями разнообразной формы хорошо окатанного галечника. Общая мощность 2.5 м
- 2) Чрезвычайно мелкий пемзовый гравий, переходящий ниже в цементированный пемзовый песок. Общая мощность 0.5 „
- 3) Серый уплотненный пемзовый гравий. Мощность около 1 „
На границе слоев второго и третьего в одном месте удалось видеть огромную глыбу вулканических пород, имеющую в поперечнике около 1 „
- 4) Цементированные скопления, пылевидного пемзового материала, ниже переходящие в желтые. Обнажаются по 0.4 „
Дальше вниз следуют осыпи.

В десятке метров ниже находится другой разрез той же террасы. Разрез этот таков:

- 1) Хорошо окатанные гальки в толще прослоев мелкого пемзового песка 0.75 м
- 2) Прослой слоистого песка, состоящего из серой помзы 0.25—0.5 „
- 3) Галечник различной величины, перемешанный с пемзовым мелким песком 0.75 „
- 4) Прослой слоистого мелкого песка, состоящего из серой пемзы. Заметна почвенная слоистость.

- | | |
|---|--------|
| 5) Зеленоватая глина с разнообразно окатанными гальками, а также мелкими угловатыми обломками | |
| 6) Серый мало плотный слоистый сцементированный песок, состоящий из пемзы | 0.25 м |
| 7) Зеленоватосерые пески | 0.5 „ |
| 8) Плотная плита серой породы, состоящей из пемзы | 4—6 см |

Ниже обнажение продолжается в виде пород стоящих уже не вертикально, а под углом 40—50°. Мощность их около 10—12 м. Порода состоит из своеобразного пемзового галечника, включенного в виде прослоев в слоистые пемзовые же пески, иногда уплотненные. Повидимому и здесь основа террасы сложена пемзовыми песками, которую позже заменил покров лавы.

Этого же характера и уровня террасы продолжают и дальше вниз по речке Амбарлу до ее впадения в Абаран.

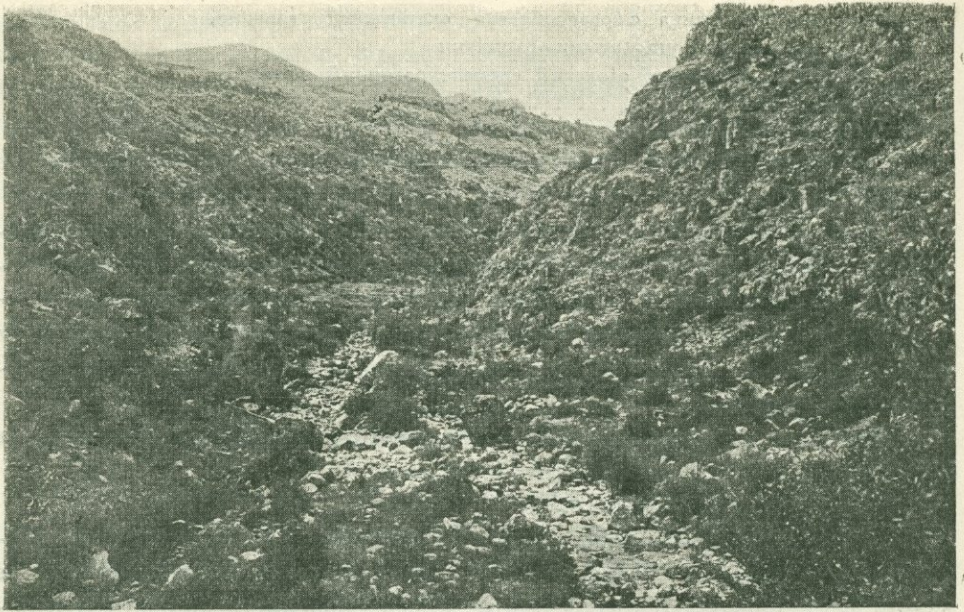
Возвращаемся к последнему.

Немного ниже впадения Амбарлу в Абаран на левом берегу последней речки находится селение Малакосум. Против Малакосума на правом берегу видно несколько ярусов террас. Речка здесь имеет хорошо выраженную пойму. На левом берегу чуть-чуть выше селения около русла имеется небольшой участок вулканических пород, обрезанных по определенному уровню и представляющих эрозионную террасу. Отчетливых уступов террас других уровней на левом берегу нет. На правом берегу выше поймы выражено два уровня террас. Нижний из них представляет собой эрозионную террасу и по уровню своему отвечает террасе правого берега. Высота нижней террасы 6.79 м над речкой, что касается верхней террасы, то ее высота равна 20.50 м. Повидимому эта терраса является аккумулятивной. Верхняя поверхность ее покрыта большим количеством окатанных кусочков пемзы. Если проследивать эту террасу дальше вниз по речке, то видно, что она переходит ниже по Абарану, приблизительно в одном километре, в террасу эрозионную, образованную уступом темного андезито-базальта (фиг. 23). Переход от аккумулятивной террасы к эрозионной никакими изменениями уровня не сопровождается.

На левом берегу в Малакосуме за селением и в селении видны выходы светложелтых вулканических пород, вероятно лав с Карны-ярыха (трахитовых), а также пемзовидных пород.

Прежде чем идти дальше в описании геоморфологии Абарана, остановимся на общих чертах того участка долины, о котором у нас сейчас идет речь.

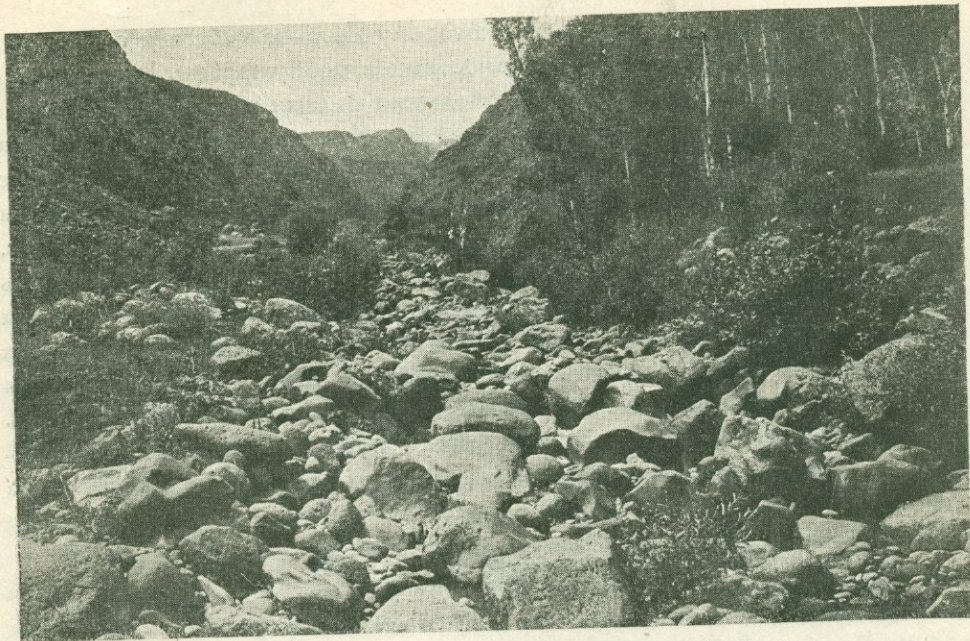
Район ниже Такерлу-Аликочака интересен в том отношении, что здесь перед нами огромное расширение речной долины Абарана, в которую справа веером впадают большие древние конусы — выносы Дали-чая. Вследствие большого размыва, который произвели воды древнего Дали-чая,



Фиг. 26. На дне каньона Амперта близ Пирагана. Видны дацитовые сопки.

здесь ясно выступает ряд русел последнего с прилегающими к нему более молодыми террасами. Если взглянуть на двухверстную карту, то территория, о которой идет речь, представится в виде массы более или менее параллельных одно другому русел, разделенных неширокими террасовыми перемычками. Если мы в качестве основного, из этих впадающих в Абаран русел, примем русло Дали-чая, то остальные русла можно считать ему параллельными. Наиболее крупные из них два русла ниже Дали-чая (одно происходит у Агнакега) и несколько русел выше, из которых наиболее крупное упомянутое уже выше русло Амбарлу. В самом деле, когда мне пришлось делать путь из Аликочака в Малакосум, то дорога шла по высокой террасе, по обе стороны которой были русла. Равным образом путь из Малакосума в Караклисы также пересекает целый ряд древних русел то поднимаясь на высокие террасы между ними то через промежуточные ступени опускаясь на дно долин. Судя по этим данным мы вправе данный рейс рассматривать как древний конус выноса реки Дали-чай, сохранивший эти черты отчасти и до сих пор. Веером разливается Дали-чай по выходе из узкого каньона. Мерой этого веера сначала может служить расстояние Такерлу—Ширакала, а затем Аликочак—Калача.

Ширина долины Абарана здесь была равна повидимому двум километрам, доходя примерно до Караклисы, а дальше ее продолжали террасы



Фиг. 27. На дне каньона у Пирагана. Видна бровка второй террасы.

древнего конуса выноса Дали-чая. Граница между веером выноса Дали-чая и террасами Абарана определяется повидимому следующим образом. На территории этой дельты не сохранились террасы наиболее высоких уровней. Они имеются или на периферии Базарджук — Ширакала, у Такерлу, у Калачи, или ниже конуса выноса Дали-чая уже по речке Абаран около Караклисы. Важно отметить, что более древние террасы этого участка долины вплоть до Калачи не имеют дацитового покрова. Если участок долины от Баш-абарана до Аликочака можно рассматривать как участок, где террасы прикрыты сверху современными им или более поздними излияниями дацитов, то на участке между Аликочаком и Калачей на террасах дацитов нет, если не считать той стороны долины (Базарджук), которая прилегает ближе к краю Алагеза.

Район Малакосума интересен тем, что здесь впервые появляется каньон вулканических пород, который затем доходит с разными модификациями до Ошагана.

От района ниже Малакосума, где речка входит в каньон, и дальше вниз к Кушу, Нарашену и Аствадигалу выдерживается более или менее одинаковый характер долины: она течет в каньоне, верхняя поверхность правого берега которого отвечает высокой террасе около 20 м над уровнем речки. Такой характер берегов сохраняется до впадения в Абаран главного русла Дали-чая. Несколько слов об этой речке.

После выхода из каньона, по которому Дали-чай сбегает с Алагеза, Дали-чай окружен сначала поверхностями второй террасы. Ниже Казанфара у Блхера имеются на террасе большие залежи торфа, достигающие метра и даже более мощности. В районе Казанфара терраса покрыта обильным хорошо окатанным галечником. Терраса эта обнаруживает явственный и характерный уклон вниз в сторону Караклисы. У Караклисы уровень поднимается и здесь обнаруживается несколько ярусов террас. Если выйти на высокую террасу Дали-чая около Караклисы и взглянуть в сторону Казанфара, т. е. в район у выхода Дали-чая из ущелья, то на всем этом протяжении не видно столь же высоких террас, как терраса Караклисы, а простираются все время более низкие уровни — террасы вторая и третья; террасу же Караклисы можно считать террасой четвертой.

Обнажения в Караклисе вблизи моста по шоссе обнаруживают внутренний разрез террасы, хотя и не самого верха ее. Разрез сверху вниз такой:

- | | |
|---|---------|
| 1) Серые прослой, состоящие из мелких кусочков пемзы | 1—1.5 м |
| 2) Глинисто-мергелистые прослой | 1—1.5 „ |
| 3) Чередование слоев светлых глин и песка около 2 м мощности.
Порода имеет слабые признаки косвенной слоистости и скрученности слоев | 2 „ |
| 4) Белые прослой песка из пемзы, чередующиеся с прослоями из более крупных прослоев пемзы — не менее | 8 „ |

Ниже обнажение прекращается и начинается склон. Как особенность всех слоев указанного обнажения нужно отметить, что крупные гальки здесь встречаются редко, тогда как в современной террасе и русле они преобладают.

Если смотреть от Караклисы и вниз по течению Дали-чая (фиг. 24), то можно видеть все четыре яруса террас, включая в это число и пойму. Пойменная терраса имеет разную ширину, то почти сходя на нет, то достигая 50—60 м ширины. Ширина второй террасы у Караклисы достигает метров сто или немного более, но дальше вверх они определенно расширяются. Высота террас над руслом такая:

Вторая терраса	5.25 м
Третья „	12.90 „

Обе эти террасы в противоположность четвертой, как и пойма, сложены галечником. Ниже Караклисы кое-где на ровной поверхности третьей террасы удалось найти очень характерные ледниковые валуны из трахита с типичной штриховкой; они очевидно принесены водой с вершинных полей Алагеза.

Если спустаться от Караклисы вниз по Дали-чаю, то можно видеть как в береговых разрезах Дали-чая недалеко от места пересечения речки

дорогой идущей от Аствацингала к Апнакегу появляются вулканические породы — андезитовые туфовые лавы. Они появляются сначала поднимаясь на высоту не более четырех метров над дном речки и с одной стороны подстилаются снизу, а с другой прикрыты сверху осадочными террасовыми образованиями. Вниз по Дали-чаю к Абарану эта порода вскарабкивается вверх и, наконец, доходит верхней поверхностью своей до уровня самой высокой террасы, поверхность которой она в конце концов образует. В нижней части долина Дали-чая приобретает характер каньона в туфовых лавах и андезито-базальтах. Такой же характер носит долина р. Абаран. Здесь уже средние ярусы террас не выражены или выражены лишь кое-где, а представлены только пойма и самая верхняя терраса.

Ниже впадения Дали-чая в Абаран впадает чрезвычайно интересная балка Апнакега. В пределах с. Апнакег сливаются две долины, которые затем слившись впадают на 1.5 км ниже в Абаран.

Начнем описание с правой из этих балок, начинающейся у Базарджука. Повидимому это русло представляет собою один из притоков веера выноса Дали-чая, о котором я уже упоминал.

Не касаясь района Базарджука начнем описание этого русла немного ниже этого селения. На левом берегу здесь повидимому в районе Базарджука преобладает около этого русла невысокая вторая терраса. Правый берег имеет иное строение. Здесь чрезвычайно интересна более высокая терраса, образованная рыхлыми черными туфами. Терраса эта вытянута параллельно речке, причем относительный уровень ее убывает вверх. У шоссе третья терраса выражена очень отчетливо, причем она образована черными рыхлыми туфами. Дальше террасы по обоим берегам потока продолжают, причем в связи с отсутствием обнажений состав пород террасы не ясен. На левом берегу (ниже шоссе) впрочем скоро обнаруживается на небольшой высоте над руслом поток дацитовый лавы, который постепенно вниз по течению поднимается все выше и выше, и наконец, у Апнакега занимает самый верх террасы. Ниже на левом берегу уже после слияния обоих упомянутых выше русел находим такое обнажение сверху вниз:

- | | |
|---|---------|
| 1) Толща черных туфовидных пород | 4 м |
| 2) Тонкий отчетливый прослой пемзовой породы | 10—12 „ |
| 3) Толща коричневатых пеплов, местами переходящих в желтые. | |
| Обнажается на | 7—10 „ |

Эта порода скрывается внизу в осыпи. Ниже осыпи (перерыв более 3 м) появляется порода, напоминающая глину. Мощность 3—4 м. Еще ниже следует чередование илесто-глинистых прослоев с пемзовыми на протяжении 4—5 м, причем мощность каждого прослоя равна 4—5 см.

У основания этого высокого уровня, отвечающего повидимому четвертой террасе имеется довольно хорошо выраженная терраса, имеющая 2 м высоты над речкой.

Дальше вниз к Абарану серые вулканические туфы сменяются желтыми, содержащими в себе пемзу. Переход одних пород в другие довольно резкий.

На Абаране от устья Апнакега до Амамлу на обоих берегах имеются признаки террас. Правый берег, собственно говоря, всем своим уровнем отвечает высокой террасе. Что касается левого берега, то он представляет собою склоны от вулкана Карны-ярых и здесь террасы представлены в андезито-базальтах отдельными площадками. На левом берегу такая площадка тянется, напр., от устья Апнакегской балки до Амамлу. На правобережной высокой террасе этого района поверх андезито-базальтов имеется покров дацитов, который выражен отдельными буграми этой породы. В одном месте выше Амамлу у подножья Карны-ярыха эти горки переходят и на левый берег. Можно, судя по этому, думать, что излияние дацитов имело происхождение с Алагеза, а не с Карны-ярыха.

Дальше вниз имеется участок, где у самого берега на правом берегу четвертая терраса сменяется третьей. Равным образом небольшой участок третьей террасы имеется на левом берегу ниже Амамлу.

Приблизительно на километр ниже Амамлу в Абаран впадает справа Базарджукская речка, представляющая повидимому еще одну из составных частей веера Дали-чая. Она проходит через названное селение и здесь от нее отделяется влево охарактеризованный выше поток, идущий к Апнакегу.

В с. Базарджук непосредственно над руслом со стороны Алагеза находится высокий уступ, образованный на верхней поверхности своей кислыми дацитовыми лавами. На склоне этого уступа выходит ряд богатых водою родников с опалесцирующей водою. Непосредственно к выходам воды прилегают серые и темносерые туфы, розовый конгломерат и своеобразная порода, состоящая из черных и розовых слоев.

На склоне этого уступа, обращенном к селению бросаются в глаза слоистые отложения, которые обнаруживают террасовую природу уступа. Здесь чередуются между собою слои глинистые и пемзовидные белого цвета. Слоистость весьма отчетливая, легкое падение слоев параллельно падению русла. Поднимаются эти террасовые отложения над руслом на 30—35 м. Не ясно, прислонена ли эта аллювиальная терраса к уступу кислых лав или, наоборот, лавы лишь покрыли собою уровень этой террасы, так что весь уступ в основе отвечает этому ярусу террасы.¹ В пользу последнего толкования говорит то обстоятельство, что уступ,

¹ Террасовая природа его вообще едва ли может быть оспариваема.

о котором идет речь имеет совершенно ровную верхнюю поверхность, если отрешится от той незначительной волнистости, которую ему придают лавы на его верхней поверхности. Высокий уступ террасы, о котором я сейчас говорю, продолжается и дальше вниз по правому берегу ручья ниже школы в Базарджуке.

Кроме этой террасы здесь в Базарджуке имеются еще два террасовых уровня. Один это — вторая терраса, поднимающаяся над руслом речки на 5—6 м. Тотчас выше Базарджука по левому берегу речки над этим основным уровнем поднимается невысокий и узкий куполовидный холм каменной террасы, состоящей из андезито-базальтов и имеющих высоту 13—16 м. Если мы будем спускаться от Базарджука вдоль Базарджукской речки вниз, следуя вначале краю склона Алагеза, то недалеко от селения мы пересечем своеобразный языкообразный выступ, вдающийся в долину и представляющий настоящую террасу. Этот мысообразный выступ вытянут вдоль небольшого ручья, впадающего в Базарджукскую речку и имеющего поперечное по отношению к ней направление. Выступ этот, отвечая боковой речке, имеет определенный наклон: ближе к краю Алагезского склона он имеет высоту над руслом Базарджукской речки — в данном месте 16 м высоты, дальше вглубь долины 10—12 м. Повидимому это уровень третьей террасы. Террасовый характер этого мыса не подлежит никакому сомнению. Порода этой террасы состоит из кусочков пемзы в гумусово-глинистой слоистой породе. Дальше ручей отходит от склонов долины и поворачивает к Абарану. Течет он в этой части среди второй террасы, более высокие террасы начинаются дальше вниз, ближе к Абарану. Таким образом мы видим и здесь тот же факт, который уже отмечался нами для всего конуса выносов Дали-чая: отсутствие высоких террас вследствие их размыва по всей территории этого конуса; они здесь сохранились только отдельными клочками — у Такерлу, Базарджука и пр.

Заканчивая характеристику амфитеатра конуса выносов древнего Дали-чая, я считаю необходимым отметить, что вдоль края этого конуса, прилегающего к Алагезу, древние высокие террасы продолжаютя вплоть до Калачи.

Приблизительно на половине дороги от Базарджука в Калачу на правом берегу небольшого ручья, берущего здесь начало из родников, вытекающего из-под дацитовых лав, очень отчетливо выступает обнажение, примыкающее к началу подъема на Алагез; в этом обнажении видны: кусочки пемзы, включенные в глинистый слоистый грунт.

Прослой этой породы, имеющие мощность в несколько сантиметров, чередуются с прослоями тонкой песчанистой глины. Вероятно, это — уступ четвертой террасы. Метров на 10—12 ниже виден другой уступ, состоящий из галечника, а частью, быть может, образованный коренными породами. Ниже находится вторая терраса.

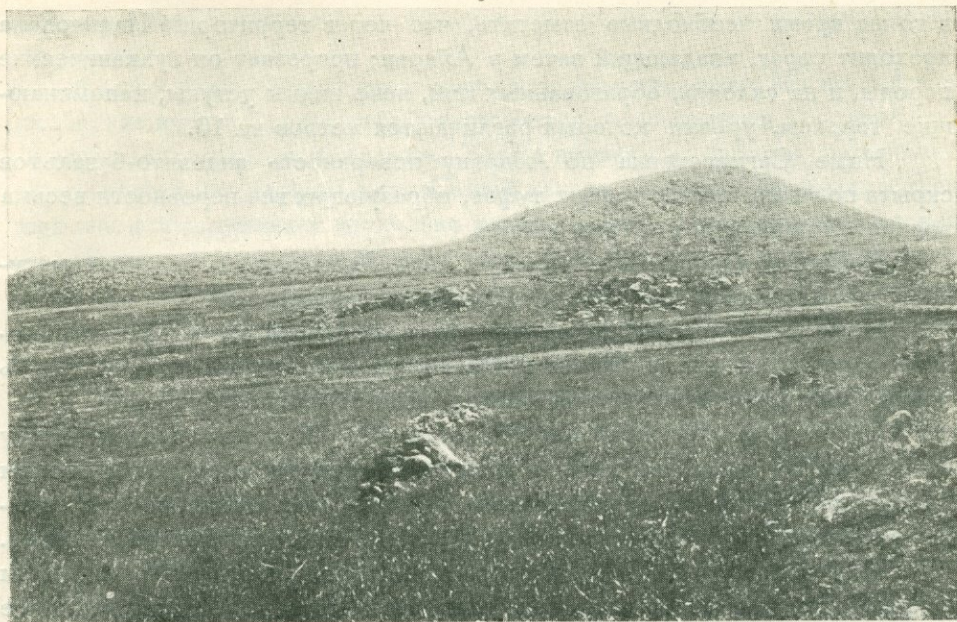


Фиг. 28. Вторая терраса в каньоне Амперта у Пирагана.

Еще дальше вниз по Абарану, но вместе с тем в отдалении от русла, подходим к селению Калача. В этом селении совершенно отчетливо видны два яруса террас, которые можно затем отдельными участками проследить вплоть до русла Абарана.

За Калачей террасы Абарана становятся все более и более узкими и начиная от Сагмасованка до Аштарака их ширина оказывается ничтожной: долина резко суживается. Если встать на каком-нибудь возвышенном пункте близ Калачи и бросить взгляд оттуда, с одной стороны, вверх по Абарану в сторону Аликочака, а, с другой, вниз в направлении с. Уши и пр., то резко бросится в глаза контраст между обоими этими районами: вверх перед нами будет лежать спокойная, широкая ровная древняя аллювиальная долина речки, вниз — неправильно холмистые пространства залитых лавой территорий. Просторная аллювиальная долина на этом участке является прерванной лавовыми излияниями. Мне не совсем ясен вопрос о возрасте этих излияний. Быть может, излияние лав, нарушившее цельность долины, произошло одновременно с формированием самых древних ее террас; возможно, однако, и иное: что эти излияния заполнили собою долину уже после того, как террасы были образованы. Этот вопрос мы обсудим в дальнейшем изложении.

Важно сейчас во всяком случае отметить, что в Аштараке главное поле этих излившихся масс заканчивается, долина опять появляется со



Фиг. 29. На склоне Алагеза у с. Инаклю (дацитовые сопки).

своей шириной, причем особенно большой оказывается ее ширина между Ошаганом и Акераком, где она расширяется за счет присоединения к Абарану долин его притоков Шахверта и Амперта.

Несколько слов к более детальной характеристике долины Абарана от Амамлу до Аштарака. Она характеризуется здесь необычайно резко выраженным и глубоким каньоном, который именно на этом участке имеет максимальную для всего течения речки глубину. Отвесные стены андезито-базальтов, иногда обнаруживающие несколько ярусов, относящихся очевидно к разным потокам, образуют здесь стенки каньонов. Террасы здесь у русла речки (в каньоне) совершенно не выражены.

Однако характер поверхности верхнего уровня выше каньона заслуживает быть отмеченным. Прежде всего нельзя не отметить паразитическую равнинность участка к востоку от селения Иланчолан между последним и р. Абаран. Эта поверхность является или поверхностью древнего потока андезито-базальтов, уклон, который идет параллельно падению уровня р. Абаран к Сагмасованку, или же это поверхность древней эрозии того же самого порядка, как и в других местах: древняя терраса Абарана. В пользу последнего обстоятельства говорит как-будто то, что эта территория аналогична по положению таким же площадкам наверху каньона у Апнакега, Малакосума и пр. Против этого говорит как-будто слишком большая высота поднятия этой площадки над древним руслом. Однако,

в то же время необходимо отметить, что через территорию Иланчолана проходит овраг, впадающий затем в Абаран; прорезает он вулканические породы, и на склонах, образованных ими, ясно видны уступы, напоминающие террасы, уровни которых различаются метров на 10.

Ниже Сагмасованка по Абарану поверхность андезито-базальтов скрыта под излияниями черных туфов, образующих все неровности весьма волнистой поверхности этого района.

Перехожу к району Оганованк—Карпи. Здесь опять перед нами выступает древняя эродированная поверхность андезитов.

Ниже в пределах того же каньона, если спуститься в него на половине расстояния между Карпи и Магни, на том же левом берегу чуть пониже мельницы имеются очень интересные обнажения.

Здесь в долину Абарана впадает овраг. И вот на правом берегу этого оврага у впадения его в Абаран на нешироком мысу между обеими долинами обнажаются невысоко над руслом речки такие породы, прикрытые сверху каменными россыпями. Порядок их сверху вниз следующий.

1) Довольно рыхлая белая туфовидная порода иногда со включением некрупных камней. В горизонтальном направлении она переходит в такую же рыхлую породу красного цвета с большим количеством некрупных окатанных камней подобных валунам. Камни эти имеют некоторую тенденцию к послышному распределению, но ясной слоистости в породе нет.

2) Осыпь состоящая из довольно мелких обломков в пылевидной глинистой породе.

Ниже по течению речки сходные обнажения сначала на левом берегу, а затем на правом появляются уже в пределах с. Магни. Туфовидная порода белого цвета. Эта туфовидная кислая порода, повидимому, линзами залегает под андезито-базальтами и их прорезает своим течением речка Абаран на обоих берегах.

К Оганованку местность со всех сторон понижается; это—спуск с поверхности излияния черных туфовых лав на подстилающие их андезито-базальты. Неясная площадка находится против селения Оганованк и на левом берегу.

По правому берегу от Оганованка та же площадка довольно значительной ширины тянется к Карпи. Выше последнего селения на левом берегу также имеются неясные признаки ровной террасированной поверхности.

Об этом районе, продолжающемся еще дальше вниз до половины пути, отделяющего Карпи от Магни, следует сказать то же самое, что мы выше сказали о районе Иланчолана: он ставит известный не совсем еще решенный вопрос. Вопрос этот скорее всего решается в том смысле, что здесь перед нами высокая терраса. Если идти от Ушей к Абарану то переход от плато к прибрежной террасовой части андезито-базальтового

покрова отмечен здесь четким спуском, после которого начинается ровная территория.

Совершенно иную картину дает берег Абарана между Магни и Аштарак, где вулканические туфы поднимаются очень высоко, закрывая под лежащие им андезито-базальты. Здесь никаких признаков эрозионных поверхностей вне каньона нет. Самый каньон имеет весьма величественный вид и обнаруживает несколько ярусов андезито-базальтовых потоков.

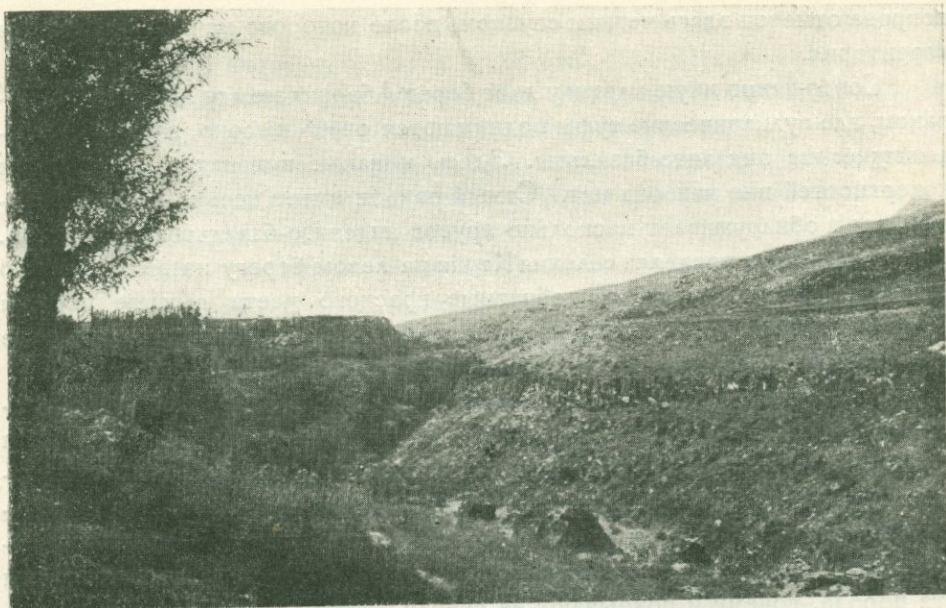
В каньоне в пределах селения Карпи на левом берегу на высоте около 20 м над речкой видны своеобразные красного цвета рыхлые породы (литомарги) сходные с теми, которые приходится наблюдать на контакте андезито-базальтовых покровов разного возраста.

Над речкой Абаран обрывы этой породы в общем отвесные поднимаются на высоту 16—20 м, а местами и больше. Не совсем ясным является соотношение этой породы с андезито-базальтом. Последний налегает на описанную мною породу сверху, причем граница соприкосновения пород очень резкая и четкая. Характер соотношения обеих пород неясен, но по видимому андезито-базальты являются более молодыми, чем эта порода, почему и покрывают ее сверху.

Перехожу дальше вниз по течению р. Абаран к с. Аштарак.

Аштарак находится на правом берегу Абарана на высоком плато левого берега. Высота его над руслом уступает высоте над руслом селения Магни, ибо он находится на склоне к террасам того приподнятого участка берега, который особенно высоко поднимается в Магни. Нижняя часть Аштарака и участок ниже селения на правом берегу представляют собой хорошо выраженные террасы на андезито-базальтах.

Несколько слов по поводу строения левого берега Абарана против Аштарака. Здесь тотчас после подъема шоссе на уровень высших точек берега каньона ясно вырисовывается долинного характера впадина, отвечающая по уровню своему высокой террасе. Эта долина сокращает современную излучину Абарана и явно представляет собой остаток древнего русла, отвечающего высокой террасе. Нижним концом своим эта долина подходит к речке тотчас ниже моста, вверх по течению она начинается значительно выше селения и имеет в общем в длину до 0.25 км. Указанная древняя балка отделяет от более высокого коренного берега находящуюся на самом краю обрыва высокую поверхность. Эта поверхность издали имеет вид террасовой поверхности. Однако, микрорельеф этой поверхности этому противоречит, ибо она покрыта довольно угловатыми мелкими кусками вулканических пород, набросанных очевидно во время вулканического извержения и нарушившими поверхность этой террасы. Мой помощник в летних работах 1930 г. студ. В. В. Дубянский обратил внимание на разрез склона этой террасы к речке Абаран. Здесь — самой верхней породой является туфовый конгломерат черного и серого цвета.



Фиг. 30. Каньон Амперта. Терраса правого берега Амперта ниже Пирагана.

Ниже его залегает темносерая андезито-базальтовая туфовая лава в 6—8—10 м мощности. Она покрывает террасовые аккумулятивные отложения, состоящие из очень крупных, а частью мелких галек, скрепленных желтым песчаным цементирующим веществом. Немного вверх по течению мощность андезито-базальтового туфового покрова уменьшается и там почти до самого верха террасы доходит галечниковый конгломерат. Наоборот, ниже по течению мощность покрова андезито-базальтовых туфовых лав становится больше. Граница этой крошащей породы с террасовыми образованиями, залегающими над ней выражена линией, имеющей уклон в разных местах от 5 до 15°. Несколько ниже по Абарану на подъеме по шоссе от русла вверх ясно видны слоистые террасовые образования четвертой террасы, примыкающие к андезито-базальтовым туфовым лавам, образующим сложение той же террасы в других местах. Ниже по течению, чем шоссе (на фиг. 25, справа), здесь же выступает более низкий уровень террасы — третья терраса — носящий здесь характер террасы эрозионной (фиг. 25). О районе долины дальше вниз между Аштараком и Ошаганом можно сказать следующее.

Правый берег Абарана от Аштарака до Ошаганского конуса представляет собою денудированные эрозией поверхности андезито-базальтов, отвечающие уровню главным образом третьей террасы. Этот уровень в поперечном направлении к Абарану мы можем проследить до р. Шах-



Фиг. 31. Каньон Амперта. Терраса правого берега Амперта у Пирагана.

верт, и дальше. Если идти по дороге из Аштарака в Акерак, то путь почти все время идет по этой террасе как до р. Шахверт, так и дальше, по направлению к Амперту. Таким образом ниже Аштарака опять начинается огромное расширение речной долины подобное тому, какое мы видим между Аликочаком и Калачей: долина выходит из тех позднейших лавовых излияний, которые ее закрыли между Котуром — Калачей и Аштараком — Назраваном, достигнув особенно большой мощности повидимому в районе Ушей. В описываемом нами сейчас широком участке долины Абарана кроме русла самого Абарана уместается еще русло Шахверта, а немного ниже также русло Амперта. Особенный интерес представляет коротенькая речка Шахверт, берущая начало у Назравана и через какие-нибудь 6—8 км в Кизыл-тамуре, впадающая в Абаран. Несмотря на необычайную свою краткость, эта долина имеет черты совершенно зрелой широкой долины, имеющей большую ширину и очень явственные террасы, причем характер этих террас и самой долины обликом своим напоминают наши южные равнинные реки. Подробнее говорить об этой долине я буду дальше.

Возвращаюсь к Абарану.

Левый берег этой речки является гораздо более высоким, чем правый на том участке, о котором идет речь; лишь изредка на этом берегу усамого русла речки обрисовывается площадка самой высокой из террас.

Около Ошагана среди ровной поверхности андезито-базальтов поднимается издали бросающийся в глаза довольно большой шлаковый конус красноватого цвета, вокруг которого расположилось селение. Кроме главного шлакового конуса у его подножья со стороны речного русла имеются конусы добавочные (два) гораздо менее значительные по величине, состоящие из красного рыхлого пористого шлака.

Несколько слов о шлаковых конусах Ошагана.

Как большой конус, так и оба маленьких, находятся на самой высокой четвертой по уровню террасовой площадке р. Абаран. Совершенно очевидно, что и самые шлаковые конусы и насыпанные вокруг них шлаковые обломки представляют собой насыпные более поздние образования по отношению к террасовой поверхности. Сложены они красным пористым шлаком. В нижней своей части большой конус частично прикрыт наподобие скорлупы как бы пластом туфового конгломерата, состоящего в общем из тех же красных туфовых пористых лав.

У подножья этого конуса тотчас вверх по течению от того места, где шоссе из Эчмиадзина переходит по мосту с левого берега Абарана в Ошаган, т. е. на правый берег, видна отчетливая площадка высокой террасы Абарана выраженная поверхностью андезито-базальтов. Еще выше по течению Абарана также у подножья конуса, но уже вверх от него, имеются еще две площадки — террасы того же уровня. Повидимому перед нами здесь четвертая терраса Абарана. Вниз от места пересечения речкой шоссе вдоль левого берега Абарана эта терраса имеет между Абараном и Шахвертом сплошное распространение. На этом уровне расположена большая часть селения Ошаган.

На правом берегу в районе шоссе (там, где шоссе спускается от школы), именно с левой стороны ясно видны слоистые отложения, содержащие в себе главным образом окатанные гальки, а частью неокатанные обломки. Эти слоистые отложения, сопровождающие шоссе в верхней части спуска, отвечают верхней — четвертой террасе Абарана. Верхняя поверхность этой террасы есть поверхность большей части территории селения Ошаган.

На левом берегу против Ошагана и ниже, широкой террасовой площадки нет; над отвесным обрывом, оканчивающимся бровкой, местами тотчас начинается наклонный пологий подъем к плато, местами же имеется очень неширокая площадка террасы.

Со стороны левого берега к Абарану примыкает пустынный район так называемых Западных киров, которые простираются от Аштарака и Ошагана до Эривани. Повидимому, в этом районе продукты более ранних вулканических излияний покрыты новейшими насыпными образованиями. Что касается террасы этого берега, то она покрыта розовым туфом, переходящим дальше от берега в серые туфовые лавы. Хотя я не занимался

специальными исследованиями обширных пространств киров, тем не менее есть, я полагаю основание сказать, что эти породы являются очень молодыми по возрасту, и именно являются, как и в районе против Аштарака более молодыми, чем терраса, которую они покрывают.

Описанный только что характер берегов сохраняется до слияния Абарана с Шахвертом.

Левый берег сохраняет совершенно те же черты, что и у Ошагана, также на следующем участке р. Абаран до впадения в нее Амперта. На правом берегу речки на этом участке террасы также не везде ясны, за исключением самого высокого уровня их, совпадающего с древней денудационной поверхностью андезито-базальтов. Дальше вниз к устью Амперта высокая терраса на правом берегу исчезает и остаются только более низкие ее уровни. Левый берег сохраняет тот же характер. Немного выше Франганотца мы находим на правом берегу такую картину. Здесь над руслом поднимается терраса, которая по уровню своему отвечает очевидно второй, имея 10.09 м над руслом речки. Терраса имеет ширину до двух километров. Поверхность этой эрозионной террасы покрыта округленными и круглыми типично речными гальками. К речке она несколько снижается и обрывается уступом около 7 м высотой. Обрыв террасы состоит из темносерой туфовой пористой породы. Таким образом те андезито-базальты, которые заполняют пространство между Абараном и Шахвертом, сюда очевидно не доходят, на что важно обратить внимание. В связи с этим важно указать на следующее. Высокие террасы района Абарана — Шахверта образованы, как мы видели, андезито-базальтами, которые до Амперта не доходят. Таким образом здесь положение аналогично положению у Караклисы, где породы эти от Абарана не доходят до самой Караклисы и имеют границу с запада. Такую же границу имеет андезито-базальт и здесь с той же притом стороны. При этом получается впечатление, что русла Шахверта и Амперта проходят по территории вне области распространения андезито-базальтов.

Дальше вниз участок долины Абарана до впадения ее в Аракс подробно мною не изучался. Здесь речка течет среди поймы и ограничена второй террасой, которая затем исчезает. Периодические разливы Абарана (Кадах) в этой части находят широкий территориальный простор в связи с тем, что ни высоких террас, ни коренных берегов здесь вблизи русла нет.

Обратимся теперь к речкам Шахверт и Амперт. Начнем с первой из этих речек.

Речка Шахверт берет свое начало в с. Назраван великолепными и очень богатыми водою родниками, которые располагаются амфитеатром в начальной части долины. Долина сразу в верховьях на промежутке между Назраваном — Парби приобретает чрезвычайно зрелый характер: вокруг

узкого сравнительно русла располагается несколько ярусов весьма широких террас, образованных в основе вулканическими породами.

Террасы хорошо развиты на правом берегу русла и здесь они достаточно широки. Что же касается левого берега, то здесь террасы более узки. Местами верхние из них даже вовсе прерываются, маскируясь спускающимися со склона коренного берега вулканическими излияниями явно более поздними. В то время как на правом берегу третья терраса сразу раскидывается очень широко, на левом она сначала представлена двумя отдельными изолированными островами и только на половине расстояния к Парби она становится более широкой и тянется отсюда уже без перерывов к Парби и дальше вниз. Выше ее имеются неясные признаки четвертой террасы. Высота третьей террасы, по измерению рулеткой, равна 13.09 м, вторая терраса имеет высоту 4.5—5 м, пойма — 1—1.5 м.

Прекрасно выражены эти террасы в с. Такия, которое находится на третьей террасе правого берега, продолжающейся отсюда к району против с. Парби. Это последнее селение, находящееся на левом берегу также расположено на высокой террасе речки Шахверт; высота этой террасы по глазомерной оценке равняется 16—20 м.

Дальше вниз от с. Парби в районе Парбинских садов у берега речки отчетливо видны две террасы: одна современная и две древних. Высота пойменной современной террасы 0.7—1 м, второй 6—7 м, наконец, третья имеет высоту 12—16 м. Все три террасы являются террасами эрозионными. Что касается правого берега, то на большом промежутке ниже Парби он имеет ясно выраженную лишь третью и пойменную террасы, средняя же на время исчезает. Скажу несколько слов о составе пород террас на обоих берегах. На левом берегу уступ террасы образован рассеянными глыбами черных туфовых лав, представляющими собой повидимому остаток от цельного покрова этих лав. Что касается правого берега, то здесь уступ верхней террасы представляет собой отвесный карниз андзито-базальта, ниже которого находится первая терраса. Это отношение выдерживается и дальше вверх. Только около Парби оба берега повидимому образованы мощными уступами андзито-базальта.

Дальше вниз интерес представляет то место долины Шахверта, где она пересекается дорогой из Акерака в Аштарак. Здесь оба берега продолжают оставаться несимметричными по своему характеру. На левом берегу к руслу подходят плотную вулканические туфы с неровно бугристой верхней поверхностью. Повидимому это — поверхность первичная, а не денудационная. Речка обрезает это поле резким обрывом, так что террас на этом берегу нет. На правом берегу наоборот, имеются три четких яруса террас на таких уровнях: 1—1.5 м — пойменная, 5—6 м — вторая, 10—15 м — третья. Все три уровня террас покрыты хорошо окатанной речной галькой. Ширина пойменной террасы здесь 60—80 м, второй до

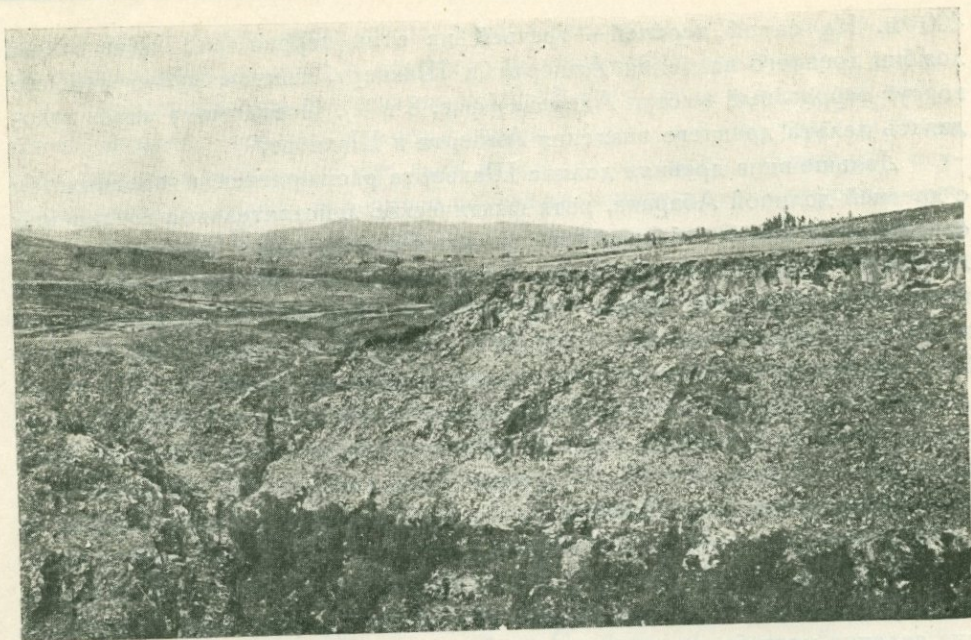
400 м. На самой верхней—третьей из этих террас ясно видны следы ложбин древнего впадения Амперта в Шахверт, причем русло огибало вокруг террасовый выступ Акерака (фиг. 8 и 9). Повидимому здесь находилась дельта древнего впадения Амперта в Шахверт.

Дальше вниз древняя долина Шахверта расширяется и соединяется с древней долиной Абарана, хотя фактическое действительное соединение современных русел обеих речек находится много ниже. Расширение долины происходит таким образом со стороны левого берега; в частности появляются обширные поймы. Террасы те же. В одном месте мне удалось найти такой разрез третьей террасы: вверху 6—8 м галечника, а ниже 8—9 м охристой песчаной глины очень яркорозового цвета.

К Кизыл-тамуру террасы опять несколько суживаются. В районе Кизыл-тамура у шоссе пойменная терраса на левом берегу имеет в ширину метров 60, а на правом—20. В районе Кизыл-тамура на правом берегу Шахверта хорошо выражена третья терраса, имеющая высоту около 10 м. Она сложена розовожелтым конгломератом. Только в некотором отдалении от русел, метров за 150—200 от нее, идя по пути в Акерак, встречаем более высокую из этих террас, именно четвертую, по которой затем вне селения идет большая часть указанного пути. Терраса эта сложена на поверхности галечником. Обнажений нет. Здесь и дальше вниз правый берег речки Шахверт образован террасовыми уровнями, на левом же берегу имеются высоты самого высокого яруса террас, признаки которого реже встречаются справа. Дальше по правому берегу ниже Кизыл-тамура я произвел в одном месте измерения террасы. Высота ее оказалась равной немного более 8 м. На левом берегу террасы находится терраса более высокая. Она состоит из фиолетового туфового конгломерата. На верхней ровной поверхности своей эта терраса покрыта речным галечником. Дальше вниз появляется и справа и слева новый более высокий уровень террасы, сложенный андезитом-базальтами и покрытый сверху окатанным речным галечником. Из этой округленной характерной гальки здесь сделаны все заборы и частью постройки. На полях и в садах она сложена в кучи.

Уровень этой террасы над речкой равен 20—22 м. О левом берегу приходится сказать, что местами он поднимается выше уровня этой четвертой террасы, местами же с нею совпадает. Речка здесь приобретает сильно суженное русло и течет в каньоне. Дальше вниз уступ четвертой террасы со стороны обоих берегов сопровождает русло Шахверта до впадения его в Абаран. Считаю необходимым отметить следующую частности: недалеко от устья Шахверта в каньоне можно видеть раздвоение поймы—один уровень ее равен 0.5 м, другой 1—1.5 м. Вверх по течению этого раздвоения нет.

Описание долины Амперта я начну с того, очень бросающегося в глаза на двухверстной карте, на высотах Алагеза места, где оканчи-

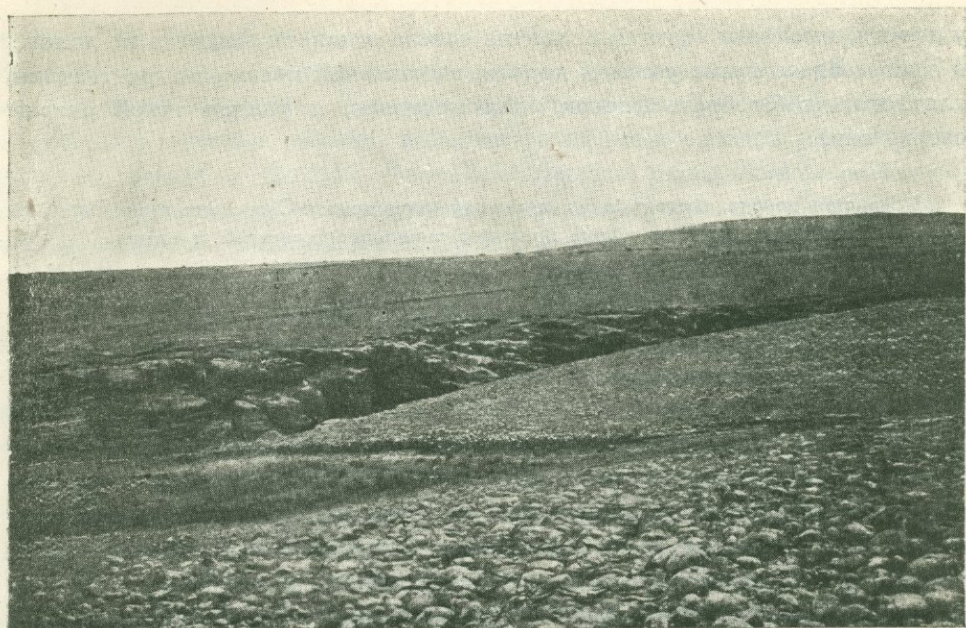


Фиг. 32. Каньон Амперта. Террасы у Пирагана (слева).

ваается огромная и глубокая U-образная долина и начинается довольно характерный каньон.

Каньон этот в основе своей образован андезитово-базальтами, а сверху выступают дациты-порфиры (у замка Амперт) и другие породы более молодых излияний. На правом берегу здесь тотчас после поворота речки к востоку необычайно отчетливо выражена на большой высоте над руслом эрозионная терраса. Длина ее обрыва около 0.5 км, при ширине 20—40 м. Высота ее превышает повидимому по глазомерному определению 40 м. Несколько дальше вниз на левом берегу речки не доходя до замка Амперт мы встречаем довольно отчетливую террасу такого же уровня с высотой около 40 м. Любопытно, что эту террасу в одном месте отделяет от речки большой бугор туфовой лавы. Еще дальше на том же берегу опять имеется участок террасоподобного характера с высотой над речкой около 30 м.

Дальше вниз отмечаю район замка Амперт. Здесь ниже впадения в Амперт Архашана террасовые поверхности намечаются на левом берегу Амперта на черных весьма характерных смоляных порфирах. Дальше вниз после глубокой балки интересен очень узкий мыс между Ампертом и большой впадающей в него слева балкой на запад от высоты 1019 саж. Этот уровень повидимому отвечает более низкой третьей террасе, в то время как площадка на смоляных порфирах отвечает террасе второй.



Фиг. 33. Терраса левого берега Амперта (третья) выше Акерака.

Следующий дальше участок долины в пределах большого развития дацитовых сопок дает картину глубокого каньона с отвесными склонами без всяких признаков террас за исключением самой нижней (фиг. 26, 27 и 28). Последние возобновляются лишь в районе Инаклю (фиг. 29), где прекращаются выходы дацитов.

Два участка террасы здесь хорошо обозначены на правом берегу: один — против Инаклю, другой — против Пирагана (фиг. 30, 31 и 32). В первом из этих участков терраса намечена не совсем ясно, во втором, напротив, очень отчетливо. Она обнаруживает очень любопытный разрез. Вверху этого разреза находятся большие нагроможденные неокатанные и окатанные глыбы вулканических пород. Непосредственно ниже залегает толща делювиально-аллювиальных отложений около 2—3 м мощности из обломков неокатанных пород в желтой глине. Еще ниже начинаются весьма характерные гравиево-песчаные явно аллювиальные отложения до 2—3 м мощности. Описываемое обнажение очень нетрудно найти, так как оно находится на дороге, по которой здесь из Пирагана идут в селение Эргов. Хотя терраса в общем является эрозионной, но здесь имеются отдельные участки террасы аккумулятивной, которая к эрозионной прислонена. По видимому это — третья терраса.

Немного ниже по течению р. Амперт имеется интересное обнажение террасовых отложений уже на левом берегу. Оно находится также

у дороги, именно в верхней половине спуска в каньон Амперта по дороге в Эргов. Здесь в яме у самой дороги, выкопанной местными крестьянами для того, чтобы брать „песок“ для построек, я увидел такой разрез сверху вниз:

- 1) Слоистая порода, состоящая из мелких кусочков пемзы. Слоистость горизонтальная, но местами видны признаки слоистости косвенной и видны линзовидные прослойки того же, но более мелкого материала 0.30 м.
- 2) Рыхлый темносерый вулканический песок, содержащий в себе то окатанные, то неокатанные куски вулканических пород. Характер породы слоистый. Верхняя часть этой породы свободна от включений кусков вулканических пород, ниже их много 0.40 м.

Эти слои представляют собою несомненно древние террасовые отложения. Очень важно отметить, что эта терраса прикрыта сверху чрезвычайно любопытными черными туфами с красными пористыми выделениями шарообразной формы характера пемзы. Залегание этих черных туфов таково, что повидимому во время своего излияния, они спустились с плато на данную уже существовавшую террасу и залили ее. Эта разновидность туфов в районе Пирагана отвечает петрографически более высоко залегающим и рыхлым туфам района Инаклю и определенно отличается от розового пираганско-акеракского туфа. На основании только что описанного обнажения можно утверждать отличие обоих типов и по возрасту: пираганско-акеракский розовый туф, как видно будет дальше, древнее всех террас Алагеза. Что касается описываемого туфа и вместе с ним всех туфов района Инаклю, то это очевидно — излияние более позднее, чем терраса.

Дальше вниз терраса того же уровня хорошо выражена на левом берегу в районе против Дыгирской балки. В этом месте один над другим выступают два уровня. Однако неясно, является ли верхний из них террасой — это просто ровная первичная поверхность покрова андезито-базальтов.

Здесь я отклонюсь в сторону описания Дыгирской балки, впадающей в Амперт справа. Я не буду описывать детально всей долины этой речки. Остановлюсь только главным образом на некоторых местах долины выше Дыгира и затем на самом селении Дыгир. В верховьях речки там, где ее ущелье имеет глубину не более 30—36 м, ясно выражены террасы. Около родника на правом берегу удалось подметить террасу около 20—25 м, а на правом 6—8 м (по глазомерной оценке). Дальше вниз на 1—1.5 км выше Дыгира на правом берегу имеется отчетливо выраженная площадка, врезанная в обнажающиеся наверху склона дациты. Вверх по речке на правом берегу виден еще участок этой террасы. Наконец, террасовому уступу отвечает также территория с. Дыгир. Лучшее всего выражена

терраса на площадке выше селения. Что касается самой территории селения, то часть его повидимому выходит за пределы террасы, часть же — как-раз ей соответствует. Террасовую природу части участка Дыгира подтверждают глубокие выемки, которые были здесь сделаны при попытке устроить колодец в Дыгире. Разрез обнаруживает перед нами несвязанную разрыхленную породу, состоящую из отдельных кусков, иногда окатанных и полукатанных. Траншея имеет глубину 3—4 м и состоит, соответственно сказанному выше, из аллювиально-делювиальных пород.

Ниже Пирагана по окраинам каньона Амперта террасы продолжаютя. На правом берегу непрерывная древняя терраса, образованная андезит-базальтами, высотой около 25 м тянется от Ахиса до Акерака. Она покрыта на поверхности своей галечником. Ширина ее до 40 м. Поверхность ее обтекает справа высоты вулканических сопков дацитовой лавы. На левом берегу терраса выдержана не везде, но в общем она все-таки все время сопровождает речку до района Акерака. Выглаженная денудацией поверхность ее покрыта хорошо окатанной округленной галькой.

Район Акерака и немного вверх от него представляет по долине Амперта весьма существенный интерес. Здесь Амперт выходит из того каньона, которым стеснено его течение в пределах верхней части подъема на Алагез. Здесь и на левом и на правом берегу очень хорошо выражены террасы (см. фот. стр. 53). На правом берегу против Акерака ниже моста и дальше вниз перед поворотом реки вправо и на этом повороте очень хорошо выражена высокая третья терраса. Высота ее над руслом равна 24.35—29.7 м; на уровне 24.35 м находится бровка, а сама терраса поднимается почти выше 30 м.

Терраса эта покрыта округленным галечником и составляет продолжение террасы правого берега, тянущейся от Ахиса, и с нею сливается. Ширина террасы этой 40—60 м (фиг. 33). У подножья этого участка, в верхней относительно течения речки его части, приютился участок третьей террасы относительной высоты 5—6.43 м. На противоположном левом берегу в районе с. Акерак перед нами ряд террас эрозионного характера вырезанных в желтоватокрасных туфах. Селение Акерак разместилось главным образом на третьей и четвертой террасе. Чрезвычайно любопытно, что по другую сторону Акерака терраса продолжается и вообще здесь на левом берегу она расширяется веерообразно. С этой левой стороны Акерака (Амперт находится с правой стороны) среди террасы явственно намечается сухое русло, окаймленное второй и третьей древними террасами и переполненное характерным речным галечником. Как было уже сказано выше, это — русло древнего впадения Амперта в Шахверт.

Снимки (фиг. 34 и 35) хорошо передают картину этой широкой долины. Любопытно, что на одном из протоков Амперта, тянущемся здесь от основного русла к Шахверту, местами ясно видно, что дно его образовано

характерным желтоватобелым туфом, таким же точно, какой слагает и террасу. Это — факт чрезвычайно большой важности. Со стороны Амперта Акеракский берег имеет отчетливые террасы, высоты которых над речкой в общем совпадают с высотами террас правого берега. Террасы эти эрозионные на туфах, и вообще надо сказать, что обнажения в Акераке это — обнажения туфов, лежащих у самой поверхности земли.

Ниже Акерака в долине Амперта над низкой пойменной террасой очень отчетливо выступает аккумулятивная вторая терраса, имеющая высоту над руслом 4.84—5.35 м. Терраса эта состоит из крупных и мелких окатанных галек. Развита она на левом берегу. Что же касается правого берега, то здесь перед нами терраса эрозионная, образованная своеобразными красноватого и рыжеватожелтого цвета вулканическими туфами (фиг. 35, слева). В общей, указанного выше цвета, массе порода эта содержит черные и красные камни, напоминая не туф, а туфовый конгломерат. Уровень этой эрозионной террасы довольно точно отвечает аккумулятивной террасе противоположного берега. Верхняя поверхность породы, представляющая эрозионную террасу является в общем ровной, но вместе с тем она изъедена бессточными впадинами разной глубины, постоянно впрочем неглубокими. Трещинами направления $N - 118^\circ - O$ и $N - 45^\circ - O$ порода разбита на своеобразную отдельность. На уровне разливов современной речки порода эта сильно разрыхлена и носит следы разрушения, что очевидно является результатом действия воды. По точному измерению рулеткой, высота каменного уступа этой эрозионной террасы является равной 5.16 м. Дальше от берега денудированная поверхность этой каменной террасы повышается с очень незначительным уклоном, так что центральные части этой террасы выше, чем указанная только что высота на 1.5—2 м; ширина ее имеет до 300 м.

Что касается террасы пойменной, то в ней ясно видны два уровня: один превышает уровень воды на 0.25 м, другой — на 0.70 м. Оба эти уровня поймы усеяны так же, как и русло галечником самой разнообразной величины. Современная долина имеет метров 100—200 ширины.

Каменная эрозионная терраса правого берега от Акерака простирается до Патринджа, где она внезапно обрывается. Поверхность ее изрыта не особенно глубокими балками эрозионного рельефа помимо тех неглубоких впадин, о которых уже было упомянуто.

В рассматриваемом участке долины Амперта, кроме второй террасы имеется еще два их уровня — третий и четвертый.

Третий уровень довольно хорошо представлен отчетливым уступом относительной высоты над речкой.

Что касается четвертого уровня, то он дальше вниз у района Патринджа хорошо представлен клочками остаточной возвышенности и также представляет собой эрозионную террасу, врезанную в туфы. Высота этой террасы

над речкой является близкой к 20—25 м. Этот участок четвертой террасы заслуживает того, чтобы на нем остановиться подробнее.

Нижняя часть с. Патринджа представляет весьма существенный интерес. Здесь ниже селения современный овраг проходит таким образом, что левый берег его образован туфовым конгломератом; что касается правого берега, то на нем обнажаются уже другие породы. Овраг этот имеет направление поперечное к речке Амперт. Таким образом оврагом этим обрываются каменные эрозионные террасы этого района.

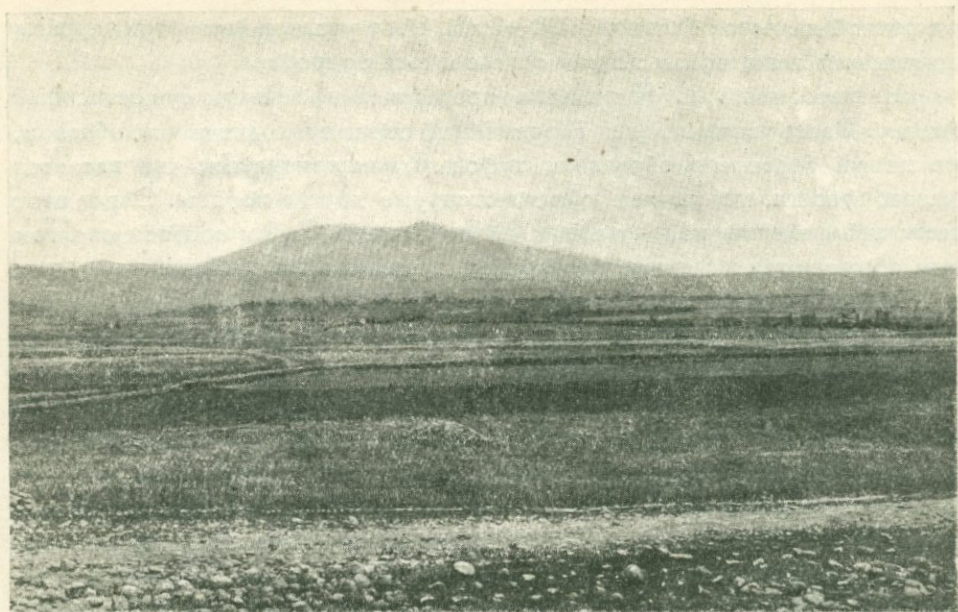
Ниже Патринджа речка несколько отходит от правого берега и вплоть до Аяру берег не имеет признаков третьей и четвертой террас. Вторая терраса — аккумулятивная.

Около Аяру на правом берегу имеется у самого русла (оно довольно далеко находится от селения) остров туфового конгломерата, образующего здесь эрозионную каменную террасу. Ширина этого выхода, денудированного по уровню второй террасы не меньше 150 м. Длина его вдоль речки 300—350 м. Лишь в средней центральной части этой террасы выходит желтокрасный туфовый конгломерат. Он образует меньшую часть обнажения. Выше же и ниже этого участка туфовые конгломераты имеют черный цвет. Высота этой террасы около 5—6 м.

В описываемом месте довольно близко друг к другу подходят речки Шахверт и Амперт. На левом берегу Амперта здесь находится выход вулканических пород, который по своей высоте и денудации склонов очень напоминает третью террасу. Порода этого выступа состоит из черного пористого туфа, который при выветривании на поверхности становится желтым. Верхняя поверхность породы не является строго ровной, как у настоящей террасы и покрыта на поверхности не вполне окатанным и иногда довольно угловатым галечником. Высота этого уступа над речкой 13.72 м. Она близка к поверхности третьей террасы. Однако, сказать терраса это или нет с уверенностью нельзя. Впрочем всего правдоподобнее отнести этот остров серых и черных туфов все-таки к третьей террасе, так как для плато или четвертой террасы он черезчур низок.

Дальше, вниз от этого выступа и вплоть до впадения в Абаран по левому берегу Амперта вдоль русла тянется вторая терраса около 3.5—4 м высотой. Она имеет обычный для левого берега аккумулятивный характер.

Та же терраса и того же уровня сопровождает и правый берег речки дальше вниз вплоть до Франганотца и впадения в Абаран. Здесь вновь появляется более высокий уступ террасы, имеющий высоту над руслом 10.09 м. Это — опять каменная эрозионная терраса, образованная вулканическими туфами темносерого цвета. Ширина ее около двух километров. Примерно на столько же протягивается этот уступ террасы вдоль речки. Поверхность этой террасы покрыта хорошо окатанным, частью совершенно



Фиг. 34. Долина Амперта и Шахверта. Вдали вулкан Карны-ярых.

округленным галечником. Отвес этой террасы к речке имеет высоту 7 м, а дальше она еще постепенным подъемом поднимается метра на три.

Если с этого участка третьей террасы смотреть на север, т. е. вверх по Абарану, Амперту и Шахверту, то картина рисуется в таком виде, что наиболее открытой представляется долина Амперта: по ней не видно сплошного развития каменных террас. Напротив по речкам Абаран и Шахверт русла представляют собой теснины, врезавшиеся в высокие скалы андезито-базальтов, отвечающие по уровню своему высокому четвертому ярусу террас.

Как объяснить эту разницу в строении? Повидимому здесь одно из двух: или андезито-базальты по долине Амперта размыты на большой площади в то время как по Абарану и Шахверту они уцелели также на большой площади или же андезито-базальты просто двигаясь с востока до района р. Амперт не дошли и остановились у крайней точки своего движения с востока у Шахверта. К вопросу о том, которое из этих предположений более правильно, в дальнейшем изложении мне придется еще вернуться.

Я позволю себе остановиться на некоторых особенностях этого самого нижнего участка Абарана, которые позволяют сблизить этот участок с таким же самым нижним участком Занги.

Я имею в виду широкую применимость к этим речкам известного закона Бэра в той части их течения, где они выходят из каменного каньона и образуют аллювиальную долину.



Фиг. 35. Долина Амперта и Шахверта близ Акерака. Терраса на туфах.

Ниже Франганотца начинается устьевая часть долины Абарана, где последняя чрезвычайно разливается. На Занге такое же точно расширение долины мы находим ниже Джафар-абада. Вот на этих то участках речек, где последние не стеснены коренными берегами долин, отчетливо выявляется закон Бэра.

Вдоль левого берега р. Занга в этой нижней части течения ее близ устья рельефно выражены показанные на одноверстной и двухверстной картах отчетливые участки нескольких уровней террас, от которых р. Занга отошла сейчас на довольно значительное расстояние к правому берегу, оставив в качестве своего следа несколько старых русел, которые ясно бросаются в глаза при ознакомлении с районом. Здесь перед нами — довольно обычный факт, обобщение которому дал в свое время К. Бэр („закон Бэра“), отодвигания русла в сторону правого берега и отхода его от левого берега. Предполагать в этом отодвигании русла какую то большую роль пролювиальных выносов, яко бы отодвигавших речку к западу, едва ли есть основания. По всей вероятности роль пролювиальных выносов в этом процессе была очень ограничена и преобладающее значение принадлежало самой речке, размывавшей свой правый берег по закону Бэра.

То же самое явление отчетливо выражено и на Абаран-чае. Ниже с. Ошаган, где эта речка выходит из каменного каньона и начинает течь по широкой долине, образованной и ограниченной древне-аллювиальными отложениями самой же речки, также очень явственно видно перемещение

современного русла вправо. Имеются исторические документы, указывающие, что Эчмиадзин в пятом веке находился у самого русла Кацах. На старых военно-топографических картах он показан от речки на расстоянии одного километра к западу от города; как след этого положения в одном километре от города имеются развалины старого моста, который находится ныне на сухом месте, ибо в настоящее время речка отодвинулась уже на три километра от города.

Из этого видно, что передвижение Абаран-чая (Кацах) в сторону правого берега происходило в плоскости горизонта в результате боковой эрозии по закону Бэра и очень интенсивно.

В общем, сводя воедино все изложенные выше данные о террасах Абарана и его притоков Амперта, Шахверта и отчасти Дали-чая, мы видим, что здесь имеется четыре яруса террас, считая в том числе и террасу современную.

Первый ярус	0.5— 1 до 3— 4 м
Второй „	5 — 6 „ 8—10 „
Третий „	13 —15 „ 15—20 „
Четвертый „	30—40 „

Уровни этих террас на разных участках русла очень меняются, что собственно говоря и следовало ожидать в местности, где весьма правдоподобны в недавнем прошлом эпирогенетические движения крупного размаха — различные на разных участках.

Те же самые террасы, какие мы видели на Араксе, Абаране и пр. имеются также на Арпа-чае, охватывающем Алагез с запада. Здесь около Суванвердов на самой высокой террасе мне удалось найти фауну дрейссенсий с *Dreissensia polymorpha*. Я упоминаю только об этом факте и не буду говорить ни о чем другом, относящемся к этой реке, ибо материал по Арпа-чаю мною пока еще не обработан. Поэтому описание Арпа-чая я откладываю до другого раза.

Мы видели в предыдущем изложении, что на рр. Абаран, Арик-чай и Аракс мы находим одни и те же террасы: они совпадают и по уровню и по числу.

Надо заметить, что такие же в общем террасы мы находим по р. Занга. Я не исследовал района р. Занга специально, поэтому приводимый мною материал является очень в сущности отрывочным.

Я остановлюсь сначала на районе Эривани.

Правый берег здесь, занятый городскими садами, представляет собой широкую террасу, продолжающуюся вниз вместе с речкой. Кроме этой террасы имеется не меньше, чем еще два уровня. Более низкий уровень представлен аккумулятивной неширокой террасой, которая всего лучше выражена там, где всего ближе подходит к Занге: высота ее 2.73 м. Между

низкой террасой, отвечающей по всей вероятности пойме, и террасой садов вставляется еще один уровень, имеющий высоту 12.26 м. Наконец, терраса садов имеет высоту 26—27 м. Возможно, что здесь имеется на левом берегу ниже Эривани по течению, еще один наиболее высокий уровень террас, превышающий предыдущий на высоту 10—12 м, т. е. едва равняется 36—37 м. Таким образом здесь перед нами ярусы террас таких уровней:

Первый ярус	2.73 м
Второй "	12.36 "
Третий "	26—27 м
Четвертый ярус	36—37 "

Эти террасы можно проследить как вверх, так равно вниз по течению от Эривани. Не приводя детальных данных, ибо это не входит в мои задачи, я укажу как характерные участки район Канакиров, Арзни, Джактрана и пр. Нельзя требовать, разумеется, чтобы террасы Занги совпадали совершенно по своим относительным уровням с террасами Абарана, ибо это — реки разные. Достаточно интересным совпадением является факт, что и здесь и там перед нами одно и то же число их ярусов. Террасы эти на Араксе, Занге и Абаране единодушно говорят о тех трех этапах эпирогенетического движения, которыми территория Алагеза и прилегающих частей Армянского нагорья постепенно поднималась над уровнем моря.

В связи с этими данными необходимо остановиться вот на каком обстоятельстве. С. С. Кузнецов доказывал очень недавно весьма позднее поднятие Армянского нагорья. В районе Алагеза я не вижу доказательств таких очень юных эпирогенетических движений крупного масштаба. Показательно в этом отношении, что напр., террасы Абарана, как мы видим всюду, сохраняют одну и ту же высоту над современным руслом. Нет здесь такого явления, которое наблюдается на речках северного склона главного Кавказского хребта (Кубань, Сулак, Самур), что вверх по руслу речки терраса поднимается вверх еще более стремительно, чем русло, так что уровни залегания террасы над речкой выше по течению становятся все более и более высокими. Указания на поднятие имеются повидимому только для центрального конуса вулкана, где, как это видно на долине Амперта и Каранлыха, террасы вверх по течению постепенно поднимаются над современным руслом все выше и выше. Впрочем и здесь это поднятие не особенно значительно. Это видно из следующих соображений.

С. С. Кузнецов предполагал, что поскольку нагорье представляло собою жесткую глыбу, оно способно было колотиться на части, которые затем поднимались и опускались по листовым плоскостям, именно по плоскостям сколов. Есть ли признаки такого явления на Алагезе? Чтобы ответить на этот вопрос, остановимся на характеристике продольных

профилей рек нашего района. Эти продольные профили воспроизведены на табл. III.

На первом чертеже ясно видна сравнительная крутизна кривых падения Аракса, Абаран-чая, Амперта, Каранлыха и Дали-чая, причем они сопоставлены с кривой падения Днепра, имеющей при принятом для чертежа масштабе вид горизонтальной линии. Если сопоставить эти кривые между собою, а равно сопоставить участки с более крутым падением в пределах каждой кривой с такими же участками в других кривых, то нетрудно увидеть, что из этого материала нельзя вывести никакой определенной закономерности в распределении тех или иных участков.

Кривые эти составлены на основании данных двухверстной карты. К сожалению, карта не давала возможности вывести эти кривые с полной точностью и потому приходится считаться с неизбежной неточностью этих кривых в отдельных частях, где приходилось в силу отсутствия горизонталей соединять иной раз прямыми линиями довольно отдаленные точки. Однако общий характер уклонов наши кривые, во всяком случае, передают. Средние уклоны для потоков Алагеза колеблются от 0.052 до 0.101. Для окаймляющего Алагез Абарана эта кривая равна 0.026, для Аракса—0.0019. На наших чертежах видно, что определенных совпадающих уровней изменения крутизны на разных речках здесь нет, за исключением самых высоких районов вулкана: с уровнем 1200—1300 саж. (2560.320—2773.680 м) совпадает некоторое выпрямление кривой русла, а, наоборот, вверх от 1300 саж. (2773.680 м) кривая русла становится особенно крутой. Тех характерных уровней, которые видны на профилях С. С. Кузнецова у нас нет.

Как общий итог рассмотрения речных долин района Алагеза, я не могу не отметить большого развития в этих долинах озеровидных расширений. Помимо огромного древнего озера на Араксе в районе Эчмиадзина — Эривани мы находим очень внушительный разлив у Лениакана и затем несколько менее крупных разливов по Абарану — в верховьях, при впадении Дали-чая и при впадении Амперта (см. табл. II). Перед нами очевидно широко распространенное общее явление развития пресных водоемов. Чрезвычайно важной представляется находка дрейссенсий в отложениях высокой террасы Арпа-чая около Суванвердов. Факт это не новый. Слои с дрейссенсиями давно известны на побережьях Севана, на Эрзерумском плато, на берегах Арпа-чая и Араксе. Мои данные позволяют приурочить эту раковину здесь к самой высокой террасе наших рек. Очевидно поскольку реки нашего района, как мы только что видели, образуют широкие озерные разливы, мы вправе сказать, что наша дрейссенсия является одновременно и речной формой и формой обширных пресных водоемов. При этом условии совершенно понятным становится тот возбуждавший недоумение факт почему дрейссенсиевые слои в разных местах Армении занимают разные абсолютные высоты. С. С. Кузнецов склонен объяснять это текто-

ническими движениями; на самом деле это — неизбежное следствие того, что перед нами речные отложения, меняющие свою высоту от верховьев речки к ее низовьям и имеющие, понятно, разные уровни в различных частях разных речек. Что отложения с дрейссенсиями это „террасы долины Аракса“, было известно уже Н. И. Андрусову,¹ который однако сомневался в их четвертичном возрасте. В связи с этими фактами нет, мне думается, оснований допускать поднятие территории Армении непременно после отложения слоев с дрейссенсиями.² Если бы это было так, четвертая терраса наших рек была бы дислоцирована, а главное имела бы разные относительные высоты в верхнем и нижнем течении: ни того, ни другого как мы видим, нет.

Х Остается еще один вопрос: тождественны ли наши речные террасы с дрейссенсиями с теми дислоцированными отложениями, содержащими дрейссенсий, которые нашел на Севане С. С. Кузнецов? По этому поводу возможны большие сомнения, ибо те отложения с Севана, которые любезно показывал мне С. С. Кузнецов не напоминают ничем речных отложений террасового характера. Не ясно в связи с этим, каково и возрастное соотношение этих слоев с дрейссенсиевыми террасами бассейна Аракса.

Возвращаясь к *D. polymorpha* надо сказать, что о том как проникла эта форма в наши реки, приходится сейчас только гадать. Во всяком случае весьма возможно, что она является потомком *D. polymorpha* Pall. отложений пограничных между акчагылом и апшероном. В эту фазу мог существовать единый водоем, который затем распался на участки, объединенные речками. Это раздробление произвело эпейрогенетическое поднятие, главную часть которого мы должны таким образом отодвинуть к этому времени на грани третичного и четвертичного периода.

Продолжим теперь наши общие заключения по поводу террас района Алагеза.

4. К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ АЛАГЕЗА

Одним из очень важных фактов первостепенного значения, касающимся террас этих рек, является факт большого развития террас эрозионных в андезито-базальтах. Несомненно, что выделение таких террас и доказательство их существования представляет собой задачу весьма трудную и сложную. Дело в том, что без всякого влияния денудации андезитобазальтовые и базальтовые покровы нередко имеют чрезвычайно ровные и пологие поверхности первичного своего рельефа. В связи с этим всегда может быть опасение, не является ли та или иная ровная поверхность

¹ Н. И. Андрусов. Ископаемые и живущие *Dreissensidae* Евразии, стр. 515.

² С. С. Кузнецов. *Op. cit.*, стр. 290.

андезито-базальтов вовсе не террасой, а первичной, так сказать нормальной равниной. На основании этого вопрос об установлении террас в андезито-базальтовых каньонах является несравненно более сложным, чем, напр., вопрос о таких же эрозионных террасах в гранитах. В связи с этим в андезито-базальтах требуется несравненно более осторожный подход к материалу. Мне думается, однако, что тот фактический материал, который приведен в предыдущем изложении, оставляет вне всякого сомнения, что террасы здесь совершенно реальные и едва ли могут кем-нибудь отрицаться. Если сгруппировать основные доводы в пользу существования этих террас, взяв их из предшествующего изложения, то мы получим следующую сумму этих доводов.

1) Поверхность каменных андезито-базальтовых, а также туфовых террасовых площадок всегда имеет на себе окатанный, типично речной галечник, который резко отличается от щебневого „галечника“ склонов гор.

2) Уровень этих каменных террас поразительно совпадает с уровнем беспорных аккумулятивных террас, так что одни террасы составляют продолжение других, образуя неразрывное целое.

3) В отдельных случаях переход от андезито-базальтового плато к такой же террасе отмечен очень четким уступом; в других случаях этот уступ совпадает с переходом от андезито-базальтовой террасы к плато из другой породы.

4) Самое количество уступов — четыре, что впрочем видно не на андезито-базальтах, а на вулканических туфах, не дает права считать эти площадки случайными образованиями.

Мне думается, на основании этих соображений, что каменные эрозионные террасы на речках Алагеза — бесспорная реальность. Более того, мне представляется весьма естественным, что то же самое явление мы можем встретить также в соседних районах всюду, где мы имеем породы аналогичного возраста с андезито-базальтами Алагеза. Возьмем ли мы сторону Алагеза, прилегающую к Ленинакану (Александрополю), или район Севана или, наконец, район Занги — всюду здесь мы можем рассчитывать встретить то же самое явление. Мы его во всех этих местах действительно и находили.

Указанные только-что каменные эрозионные речные террасы, площадки которых врезаны в вулканические породы, имеют очень важное стратиграфическое значение, ибо позволяют подойти к возрасту пород Алагеза и сразу же выделить среди этих пород две группы их по возрасту.

Принцип этого деления следующий. Поскольку формирование речных долин происходило, как мы видели, несколькими последовательными этапами, очевидно, что оно захватило довольно значительный промежуток времени. Совершенно очевидно, что те породы, в которых запечатлелись

в виде эрозионных террас следы этой истории рек, являются более древними, чем реки. Наоборот, те породы, которые, находясь притом у самого края речных долин, вместе с тем никак не восприняли влияния речной эрозии, очевидно являются гораздо более молодыми, чем речная долина. Если мы применим это деление к породам восточного и южного склонов Алагеза, то мы получим такую картину:

Более древние породы

Андезито-базальты долины Аракса (Каракала), Амперта и Абарана.
Дациты Дыгирского района (кислые лавы района Магда — Аван).
Кислые лавы Кошабулак — Ангирсак — Перси.
Смоляные черные порфиры района замка Амперт.
Малиновые и желтые туфы, туфовые конгломераты и лавы Пирагана — Патринджа — Акерака.

Более молодые породы

Туфовые образования Кизылов (Айгиргель, Кюракянлу).
Шлаковые конусы того же района и Ошагана.
Андезито-дацитовые и дацитовые излияния Аштарак — Магни — Уши.
Дацитовые лавы между Аликочаком и Башабараном.
Красночерные туфовые лавы Эргова, Инакло, Пирагана.
Розовые и черные туфы и насыпные образования Западных киров.

Если учесть, что развитие долины р. Абаран и притоков ее происходило в течение четвертичного периода, то мы можем сказать, что все породы левого столбца являются дочетвертичными. Что же касается пород, перечисленных в правом столбце, то они относятся к разным фазам четвертичного времени. Разумеется, этот вывод представляет собой только первый подход к выяснению стратиграфии вулканических пород Алагеза, но, думается, что и этот первый шаг имеет весьма немаловажное значение. Из этих данных ясно, что главнейшие излияния Алагеза — обширные центральные излияния андезито-базальтов и дацитов — произошли в дочетвертичное время. К дочетвертичному времени относятся также туфы и туфовые конгломераты Пирагана и Акерака.

Огромный интерес представляет проблема происхождения долины р. Абаран. П. И. Лебедевым, после первого знакомства в 1927 г. с лавами Алагеза, высказано было предположение о том, что Абаран-чай течет по трещине, прошедшей по периферии алагезских покровов. Насколько правильно это предположение и имеются ли данные для того, чтобы его выдвигать? Для того, чтобы ответить на этот вопрос, нам придется обратить внимание на всю сумму фактов, относящихся к характеристике Абарана и его долины. Прежде всего остановим наше внимание на том основного значения факте, что в долине Абарана места широкого развития русла чередуются с участками, где русло является суженным и даже почти прерванным излияниями позднейших пород. Такими местами сужения долины являются два участка: участок выше Аштарак (от послед-

него до Калачи) и участок между Аликочаком и Баш-абараном. К какому бы времени ни относить те эффузии, повидимому разновременные, которые были в этих районах, ясно во всяком случае одно: они произошли уже после формирования долины и ее прервали, закрыв собою древние террасы этой долины. Мне представляется допустимым одно из двух предположений: или эти излияния прервали течение речки, вызвали подпруживание вод, или они только закрыли террасы реки уже после того, как русло вошло в более суженные берега. Сейчас мне кажется неразрешимым, которое из этих решений является более правильным, и в этом отношении можно указать только некоторые наведения.

Ключ к разрешению проблемы происхождения долины р. Абаран, мне представляется, приходится искать главным образом на том участке ее долины, где параллельно друг другу текут в течение некоторого времени речки Абаран и Шахверт. Если продумать основные черты этого участка долины, невольно приходится обратить внимание на разницу между долинами Шахверта и Абарана. Абаран представляет собой настоящий типичный, довольно крупный каньон; правда, стенки его между Аштараком и Ошаганом не особенно высоки, но долина всюду узка. Иное представляет собой Шахверт. Эта речка, появляясь в виде родников, из-под позднейших эффузий, сразу обнаруживает порядочной ширины древнюю долину, с хорошо выраженными террасами. Один общий вид этой долины, не говоря о других каких-нибудь чертах, создает очень определенное впечатление, что этот участок долины составляет продолжение остальной части ее, расположенной выше и ныне погребенной под новейшими излияниями. Перед нами таким образом, в пределах одной очень древней долины, параллельно одна другой располагаются два русла — русло Абарана в узком каньоне с отвесными стенками из андезито-базальта и русло Абарана в просторном корыте, края которого образованы террасами из вулканического туфа и древнего аллювия. Вот этот контраст долины Абарана и широты долины притока его Шахверта мне представляется одним из основных фактов в обсуждаемой нами проблеме. Естественно приходит в голову и объяснение этого факта: очевидно он связан с составом окаймляющих русло пород. Ясно совершенно, что в каньоне из андезито-базальта (породы прочной) и не может создаться широкое русло в связи со слабой податливостью его размыву; наоборот, вулканические туфы более податливы и потому реке легче проложить в них себе дорогу. Различие между Шахвертом и Абараном, указанное выше, находит себе таким образом объяснение в составе пород, окаймляющих русло. При этом совершенно определенно можно считать, что скорее Шахверт есть главная долина, а Абаран какой-то придаток, и лишь впоследствии после погребения долины под позднейшими эффузиями их соотношение изменилось. Основная речная долина здесь таким образом совпадает с поло-

сой распространения вулканических туфов от Парби до Франганотца.

Посмотрим, как залегают туфы.

По долине Шахверта выходы туфов на всем протяжении участка Абарана от Парби до Франганотца сопровождают русло Шахверта и, судя по данным наблюдений у Акерака, подстилают его долину. Развитые здесь туфы имеют желтоватобелый до розового цвет, который является, вероятно, цветом, измененным под влиянием водной денудации. Если подниматься по склону Алагеза вверх от Акерака к Пирагану, то здесь туфы карабкаются вверх по склону, сопровождая все время шоссе, и переходят в характерные малиновые туфы и туфовые конгломераты Пирагана. В Пирагане и окрестностях эти туфы образуют необычайно любопытные ровные, обнаженные площади (внутри селения у сельского совета, по дороге в Инаклю, не доходя до селения со стороны Пирагана в районе горки с триангуляционным знаком и пр.) на характерных платообразных пространствах района Пирагана. В общем они прилегают к долине Амперта, отходя от нее не дальше небольшой следующей к северовостоку долины Кетаклю. Выше Пирагана малиновые туфы сменяются по пути к Инаклю разнообразными более молодыми туфами иного вида и *habitus'a*, которые продолжают дальше вверх по склону вдоль р. Амперт еще километра на три. В общем получается определенное впечатление, что туфы приурочены в своем распространении к долинам Шахверта и Амперта, что заставляет искать какой-то связи их с обеими долинами. Не заключается ли в обоих случаях эта связь именно в том, что обе долины приурочены к трещинам, по которым и происходили излияния туфов. Для Амперта собственно нет почти никакого материала для того, чтобы говорить здесь о трещине, за исключением чрезвычайно бросающегося в глаза — и на карте (см. табл. I и II) и при непосредственных наблюдениях в вершинном поясе — совпадения направлений Амперта по одну сторону и Каранлыха по другую сторону Алагеза: истоки обеих рек составляют как бы взаимное продолжение, так что в общем они точно режут гору на две половины. Это все, что только можно сказать об Амперте, и основывать на этом какие-нибудь выводы, конечно, нельзя. Иначе обстоит дело с Шахвертом, и здесь кое-какие данные для суждения о трещине или о чем-то ей аналогичном имеются. Я позволю себе обратить внимание на следующие факты, которые были упомянуты в предыдущем изложении. Абаран течет в каньоне из андезито-базальтов, которые от Аштарака и Ошагана на северозапад вскоре прекращаются, сменяясь туфами. По другую сторону нашей долины у Акерака и Парби также есть андезито-базальты, но дальше на юговосток они не продолжают: сменяются теми же туфами. Получается впечатление какого-то разрыва между базальтами по одну и по другую сторону долины, причем разрыв этот заполнен туфами (см. табл. I). Как объяснить этот разрыв?

Одно возможное предположение заключается в том, что андезитобазальты по одну и по другую сторону нашей долины имеют разные источники своего происхождения: если допустить, что андезитобазальты правого берега происходят с Алагеза, т. е. с запада, то для андезитобазальтов левого берега можно допустить иное происхождение их, именно происхождение с востока. Думается, что некоторые основания в пользу этого предположения есть.

Посмотрим фактический материал о распространении андезитобазальтов.

Соответственно только что сказанному, селения Ошаган и Аштарак находятся на широком плато андезитобазальтовой лавы. На юговосток это плато оканчивается определенным спуском в 8—9 км от Ошагана (в частности район Нового Ошагана). Равным образом прерывается это плато также на запад к Кизыл-тамуру и к долине Шахверта. Вверх по течению Абарана в районе Карни — Магни породы этого плато скрыты под продуктами новейших эффузий, но между Агнакегом и Малакосумом они опять доступны, и западная граница их (характерные с призматической отдельностью породы Малакосума) ясно намечается у Малакосума и Караклисы. Если нанести эти данные на карту (см. прилагаемую карту), то получается определенное впечатление контура, продолжение которого находится на восток. Если мы отметим с другой стороны нашей долины точками крайние выходы андезитобазальтов по Амперту, у Парби на правом берегу Шахверта и внутри каньона Дали-чая, а затем соединим эти точки линией, то мы получим второй контур андезитобазальтов правого берега. Между обеими линиями в полосе, так сказать, перерыва как-раз и расположится область распространения туфов и туфовых лав акеракского и патринджского типов. Чем же объяснить указанный перерыв?

Первое объяснение, которое приходит в голову, это — объяснение речным размывом: Шахверт на всем протяжении своего течения размыв андезитобазальты и прекратил связь между правобережным и левобережным потоками базальтов. Однако это объяснение явно неправильно. Дело в том, что перерыв между обоими полями андезитобазальтов, совпавший с долиной Шахверта, занят не аллювиальными речными отложениями, а главным образом туфами и туфовыми конгломератами более ранними, чем речная долина. Эти туфы и туфовые конгломераты образуют эрозионные террасы долины, а также и ее дно. Раз это так, то очевидно, что происхождение самой западины Шахверта гораздо древнее, чем все фазы речной долины. Это вместе с тем — главный аргумент в пользу того, что андезитобазальты правого и левого берега имеют разные центры происхождения и принадлежат разным полям, ибо иначе между ними не могли бы вставиться туфы и туфовые конгломераты. Можно, правда, предположить, что андезитобазальты и с правой и с левой стороны скрываются здесь в глубину,

выстилая какую-то очень глубокую первоначальную неровность земной поверхности и что бурения обнаружили бы их непосредственно под туфами. В этом случае, однако, получилось бы указание на интересный факт — существование первоначальной неровности земной поверхности, быть может трещины, которая затем была выполнена туфами, а еще позже, вследствие малой сопротивляемости туфов и туфовых конгломератов размыву, стала главной ареной развития речной долины. Что касается параллельной Шахверту долины Абарана, то можно предположить, что это — одна из менее крупных трещин той же системы.

5. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

В общем, на основании изложенного, я считаю довольно правдоподобным предположение о том, что долина речки Абаран, в этом участке течения ее, приурочена к трещине земной коры более или менее значительного масштаба.

Основные выводы предыдущего изложения сводятся к следующему.

Долины рек района Алагеза, врезанные в древние лавовые покровы, имеют четыре уровня террас, свидетельствующие о длительности геологической истории и разнообразных переменах в жизни этих рек. Террасы, развитые на речках Аракс, Абаран с притоками и Занга, частью являются эрозионными террасами и врезаны в лавы, частью созданы наносами и являются аккумулятивными. Существование эрозионных террас, врезанных в лавы (андезито-базальты, а также вулканические туфы Пирагана и Акерака), позволяет с определенностью говорить, что наиболее древние лавы здесь старше речных долин. Есть, однако, группа лав и вулканических туфов, которые частью моложе террас, частью современны им. Соответственно этому все породы Алагеза, в зависимости от их отношения к террасам, могут быть разделены на две группы: породы более древние, чем террасы рек, или же породы более молодые. Морфология позволяет, таким образом, здесь подойти к стратиграфии вулканических пород.

По поводу р. Абаран из предыдущего изложения получается как будто указание, что течение его приурочено к древней трещине, проходящей по периферии лавовых полей Алагеза.

Необходимо отметить констатированный в предыдущем изложении факт существования местами на речных долинах озеровидных расширений речных долин, определенно связанных с обилием вод эпох, отвечающих древним террасам. Обилие это стоит в связи с древним оледенением Алагеза. В связи с этим надо отметить, что и вообще древние долины всех этих рек являются гораздо более мощными и широкими, чем современные, что также свидетельствует об обилии вод.

B. LIČKOV

BEITRÄGE ZUR GEOMORPHOLOGISCHEN UND STRATIGRAPHISCHEN CHARAKTERISTIK DES ALAGÖS · I

Zusammenfassung

I. GEOMORPHOLOGISCHE ZÜGE DER GIPFELZONE DES ALAGÖS

Auf Grund seiner geomorphologischen Untersuchungen in der Gipfelzone des Alagös kommt Verfasser zum Ergebnis, dass auf dem Alagös im Quartär eine Vereisung entwickelt war, deren Spuren bei etwa 2700 m ü. d. M. vorkommen. Als unzweideutiger Beleg für die ehemalige Vergletscherung des Alagös wird vom Verfasser das Vorhandensein auf diesem von Karen hervorgehoben, welche durch karlingartige Grate voneinander getrennt sind. Solche Grate sind auf der beigegebenen Karte sowie auch auf Abb. 12 deutlich erkennbar. Des weiteren sind das Vorkommen von Trögen in den oberen Abschnitten der Flusstäler, der rundhöckerartige Charakter der hier vorhandenen Lavahöcker, das Vorkommen von deutlich ausgesprochenen Gletscherschrammen, sowie die reiche Entwicklung von typischen Stauseen zu verzeichnen; hierher gehört auch die U-förmige Ausgestaltung von oberen Talstrecken (gleich unterhalb der Trogstrecke).

Ausser diesen Kennzeichen ehemaliger Vereisung hat sich im Bereich der Gipfelzone, nämlich im Krater, mindestens ein Gletscher als deren Überbleibsel bis heute erhalten.

Der erste Teil gliedert sich in folgende Kapitel:

- 1) Der Bereich der Gipfelzone und die alte Vereisung.
- 2) Vereisungsmerkmale: Trogtäler des Alagös.
- 3) Kare, Gletscherschrammen, Stauseen, u. s. w.
- 4) Schlussfolgerungen.

II. DIE FLUSSTÄLER DES ÖSTLICHEN UND DES SÜDLICHEN ABHANGES DES ALAGÖS

Die Flusstäler des Alagösgebietes, in alte Lavadecken eingeschnitten, weisen 4 Terrassen-Niveaus auf, welche von einer langen geologischen Geschichte und von mannigfaltigen Veränderungen im Leben der Flüsse sprechen. Die an den Flüssen Aras (Araxes), Abaran mit Zuflüssen, und Sanga entwickelten Terrassen sind zum Teil in die Lavadecken eingeschnittene Erosionsterrassen, zum Teil hingegen von akkumulativer Beschaffenheit. Das Vorhandensein von in die andesitbasaltischen Laven sowie auch in die

vulkanischen Tuffe des Piragan und Akerak eingeschnittenen Erosionsterrassen spricht mit Bestimmtheit dafür, dass die ältesten Laven älter sind, als die Flusstäler. Es gibt jedoch auf dem Alagös Gruppen von Laven und vulkanischen Tuffen, welche teils jünger als diese alten Terrassen, teils gleichaltrig sind. Dementsprechend dürfen alle Felsarten des Alagös nach ihrem Verhalten zu den Terrassen in zwei Gruppen geteilt werden: ältere und jüngere als die Flussterrassen. Die Morphologie gibt uns somit den Schlüssel zur Stratigraphie der vulkanischen Gesteine.

Bezüglich des Flusses Abaran scheint aus den obigen Erörterungen geschlossen werden zu dürfen, dass sein Lauf einer alten Spalte folgt, welche an der Peripherie der Lavafelder des Alagös verläuft.

Zu erwähnen ist noch das Vorkommen an einigen Stellen der Flusstäler von ziemlich breiten seeartigen Erweiterungen, die in sichtlichem Zusammenhang mit dem einstigen grösseren Wasserreichtum stehen. Diese Talerweiterungen sind gleichen Alters mit den Terrassen und der Wasserreichtum steht im Zusammenhang mit der alten Vereisung des Alagös. Damit hängt es zusammen, dass die alten Täler aller dieser Gebirgsflüsschen im Durchschnitt ungleich grösser und breiter sind als die der Gegenwart, was wiederum von dem ehemaligen Wasserreichtum Zeugnis ablegt.

Der zweite Teil der Arbeit gliedert sich in folgende Kapitel:

- 1) Das Tal des Aras (Araxes).
- 2) Der Abaran und seine Zuflüsse, geomorphologische Beschreibung.
- 3) Stratigraphie und Tektonik des Alagös.
- 4) Zusammenfassender Überblick.

П. И. ЛЕБЕДЕВ

ВУЛКАН АЛАГЕЗ И ЕГО ЛАВЫ



ПРЕДИСЛОВИЕ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ исследования вулканического массива Алагеза, которые производились в течение полевых периодов 1927—30 гг. Алагезским отрядом Закавказской экспедиции Академии Наук, входили в общий план научно-исследовательских работ Закавказской комиссии, осуществлявшийся за указанный период времени под общим руководством Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Комплексное исследование Алагеза в геолого-петрографическом, гидрогеологическом и гидро-метеорологическом отношении имело своей основной задачей составление, на основе изучения строения этого вулканического массива, водного его баланса, а также исследование в гидрологическом отношении ряда особенностей, связанных с гидротехническими и мелиорационными проблемами некоторых районов, входящих в состав южного и западного склонов.

Основной задачей Алагезского геолого-петрографического отряда было исследование петрографического строения массива и составление геологической карты в масштабе 1:84 000. В работе отряда за указанный период принимали участие научный сотрудник М. К. Бельштерли и научно-технические сотрудники: студенты Геохимического отделения Ленинградского политехнического института им. М. И. Калинина, ныне инженеры-химики Н. И. Хитаров (1927—28 г.), А. Н. Морозов (1929 г.) и В. П. Иванова (1930 г.).

В обработке материалов принимали участие М. К. Бельштерли, Н. И. Хитаров, а также инженер-химик Н. И. Игнатьев.

В настоящей работе, являющейся первой частью отчета, представлено описание результатов вулканической деятельности главного очага Алагеза, являющегося сложным полигенным вулканом, на основании материалов

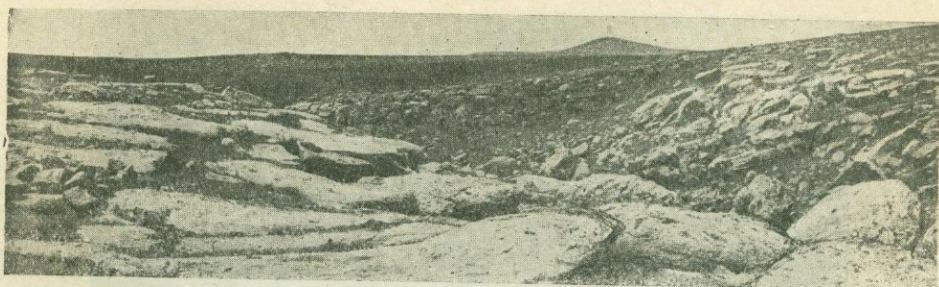
1927—29 гг. Полное описание западного и северозападного склонов, исследование которых было произведено в полевом периоде 1930 г., составит содержание второй части описания результатов исследования массива. В эту же часть войдут также результаты исследования эксплозионной деятельности, проявившейся в формировании многочисленных шлаковых конусов Алагеза, а также описание ряда экструзивных образований исследованного района, играющих значительную роль в строении западного склона (Большой Богутлу, Кизыл-лягам и другие). Имеющийся материал по минералогическим особенностям как алагезских нормальных лав, так и тех минеральных вторичных ассоциаций, возникших в результате пневматолитической деятельности вулкана, будет также помещен во второй части настоящей работы. Ввиду того, что эта часть будет подведением итогов по геолого-петрографическому изучению этого значительного массива, в нее войдут выводы относительно геологической стороны, обусловившей вулканическую деятельность Алагеза.

Настоящая работа содержит, преимущественно, описание петрографического строения, что вместе с геологической картой района, позволит поставить на твердую основу гидрогеологические и гидрологические исследования, связанные с основными народно-хозяйственными задачами этой части Армянского нагорья.

В общей части описательный материал сосредоточен по высотным зонам, начиная с района кратера, а также по склонам, — начиная с южного, наиболее характерного и полного в отношении развития лавовых образований, являющихся продуктами главных циклов эруптивной деятельности Алагеза. В специальную часть входит описание результатов петрографического исследования всех развитых в массиве семейств эффузивных образований, включая в их число туфовые лавы, туфы и пемзы.

Описание геолого-петрографического строения, изученного района может быть составлено в следующей последовательности.¹

¹ Приведенные фотографии по Алагезу исполнены Н. И. Хитаровым, А. П. Лебедевым и А. А. Иванчиным-Писаревым. Микро- и макрофотографические снимки выполнены Д. А. Лещенко.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

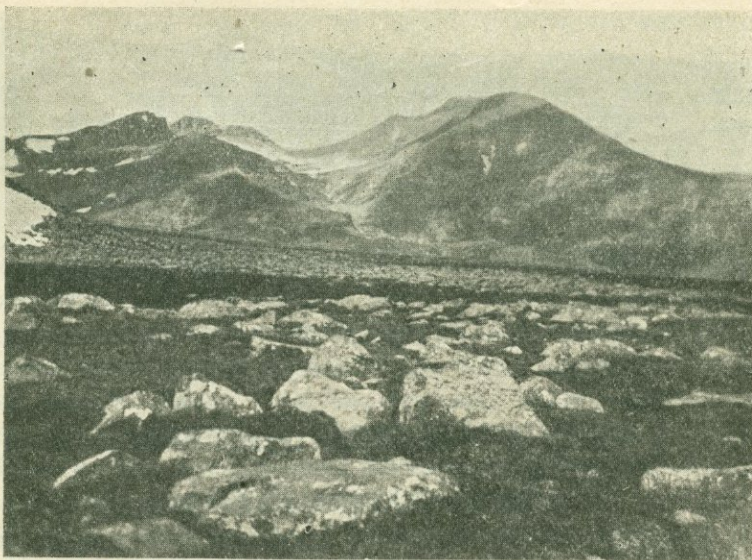
I. РАЙОН КРАТЕРА АЛАГЕЗА

ЧЕТЫРЕ вершины Алагеза, видные издали, как со стороны Ленинанского плато, так и со стороны Эривани, представляют острые зубчатые остатки кратера, превращенного вулканическими взрывами в кальдеру — громадный цирк с отвесными склонами, обрывающимися в сторону кратера на 250—300 м. Внутренность кратера является водосборным бассейном для отдельных истоков р. Дали-чай через мощный прорыв, образовавшийся вследствие взрыва восточной стены кратера.

Четыре вершины вулкана имеют следующую высоту: наиболее высокая — северная вершина — 4096 м, западная, обращенная к Ленинану — 4018 м, отделенная от последней небольшой перемычкой — юго-западная — 3916 м и наиболее низкая — восточная — 3879 м.

О количестве отдельных лавовых излияний, составивших основную громаду Алагеза, можно судить по вертикальным разрезам кратера, например, склон восточной вершины, обращенной к р. Дали-чай и служащей ему левым бортом, сложен из чередующихся лавовых карнизов, перемежающихся с задернованными горизонтальными полосами. Последние, очевидно, образовались на мелко-обломочных осыпях несколько другого петрографического состава (возможно горизонты шлаковых выбросов). Местами лавовые карнизы включают в себе шаровые и скорлуповато-концентрические формы отдельности. Мощность отдельных лавовых пластов — карнизов — различна и колеблется в пределах 7—15 м, число же их значительно и достигает до 25, указывая на многократные отдельные излияния из вулкана.

Принимая в среднем толщину лавового пласта, с чередующимся с ним шлаковым горизонтом, равным 15 м, получим общую мощность обрыва восточной вершины со стороны кратера около 325—350 м.



Фиг. 1. Вид кратера с правого берега р. Дали-чай.

1. КРАТЕР АЛАГЕЗА

Расширенный взрывами кратер Алагеза сливается с верховьями Дали-чая, причем морфологически можно различать в нем четыре части, разделенные одна от другой тремя водопадами.

Две из этих частей являются собственно говоря, расширенными частями каньона Дали-чая, две же верхних могут быть рассматриваемы уже непосредственно, как кратер, окруженный четырьмя зубчатыми вершинами.

Верхняя часть русла Дали-чая, которая носит название Казанфарского ущелья, представляет собою крутые склоны, имеющие характер боковых морен. Характерным является отсутствие выходов коренных пород, за исключением небольших участков. Главными породами являются серые и светлосерые дацитовые лавы.

Первый водопад, если следовать вверх против течения Дали-чая, бросается с уступа, образованного лавой, как бы перегородивающей вход в кратер из Казанфарского ущелья.

Уступ этот является нижним лавовым горизонтом, обнажающимся на высоте 2710 м и подстилающим ту возвышенность, которая далее через красножелтый хребет переходит в югозападную вершину. Стена уступа, обращенная к руслу Дали-чая, как бы срезана и отшлифована сбросом (имеются зеркала скольжения). Этот лавовый пласт дает ряд вариаций в отношении характера отдельности: внизу имеется тонко-плитняковая



Фиг. 2. Северная вершина. Вид из кратера.

отдельность, несколько выше массивная — параллелепипедальная, еще выше, заканчивается концентрически-скорлуповатой отдельностью, имеющей около 5 м в диаметре. Выше залегает конгломератовая зона.

Над первым водопадом (высота 2720 м) расположена площадка длиной 1.2—1.5 км, которая заканчивается вторым более мощным водопадом. Этот водопад производит более сильное впечатление, низвергаясь со стены мощностью около 150 м, причем в верхней части он падает местами скрываясь в узкой щели, ниже же дает каскад, распыляющий воду на высоту около 40—50 м по вертикальной стене.

Тропа в пределах участка между двумя нижними водопадами проходит по левому склону Дали-чая, представляющему борт восточной вершины. Характерным является ясно видимое различие в строении левого и правого склонов междуводопадного участка. Для левого борта характерным является значительное участие пластов красных конгломератов, мощностью 15—20 м. В этом отношении этот склон представляет большую аналогию со строением хребта, расположенного ниже красножелтого хребта. В некоторых местах можно отметить сплошное распространение грандиозных конгломератовых пластов, дающих при разрушении и выветривании причудливые и хаотические нагромождения, напоминающие ряд замков и башен. Принимающие в строении восточной вершины значительное участие также и лавовые пласты, отодвинуты здесь на второй план этими причудливыми нагромождениями. Правый борт междуводопадного участка представляет мрачную стену — обрыв 500—600 м глубиной.



Фиг. 3. Западная вершина вулкана.

Является ли это различие левого и правого бортов преддверия кратера (между нижними водопадами) отражением только петрографического строения, или же разницу можно объяснить различной интенсивностью выветривающих факторов на южном (левом) и северном (правом) бортах кратера и его преддверия.

Выше второго водопада правый склон кратера представлен эффектным обрывом красножелтого хребта со „стекающими“ с него красными и желтыми полосами, для левого же склона по прежнему являются характерными конгломераты. Этот участок является третьей по морфологическим особенностям кратерной частью и замыкается третьим уступом с третьим водопадом, стекающим на снежник. Выше третьего участка кратерного района, в кратер обрывается югозападная вершина.

Из новообразований, кроме алунизированных лав, можно отметить нахождение на левом борту кратера против красножелтого хребта белых каолинизированных пород.

Заключение о строении этого района может быть сделано на основании сопоставления следующих разрезов и наблюдений.

2. СТРОЕНИЕ ВЕРШИНЫ 1695 саж.

(Начало хребта Архашан-даг)

Эта характерная вершина с крутым обрывистым краем в сторону крайнего правого притока Дали-чая, расположена к северу от оз. Кара-



Фиг. 4. Гребень кратера. Снимок в сторону Эривани.

гель. Северовосточный крутой склон позволяет установить следующие главные подразделения лавовых образований.

а) Нижний мощный пласт андезито-базальтовой эффузии, мощностью приблизительно 45 м, представляет собою серую породу с призматическими плагиоклазовыми вкрапленниками. Этот пласт подстилается розоватофиолетовой крупно-ноздреватой лавой, имеющей шлаковый габитус.

б) На высоте 10 м над нижним пластом (3395 м) залегает пласт дацитовой лавы, несколько уклоняющийся в сторону андезито-дацитов, мощностью около 15—20 м, представляющий темносерую породу, в изобилии заполненную идиоморфными таблитчатыми крупными полевошпатовыми вкрапленниками. В нижних горизонтах вследствие меньшей кристалличности базиса лава принимает более темный оттенок, сохраняя те же характерные черты вкрапленников.

в) Слоем, дающим третий карниз, отделенный от предыдущего горизонта мелко-обломочной осыпью, является пласт еще более кислой лавы, которая может быть отнесена к дацитовой магме.

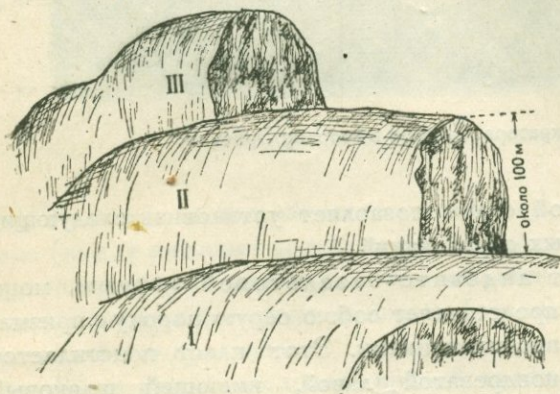
Порода эта светлосерого цвета, аналогичная по виду ампурдагской вершинной лаве, характеризуется также довольно крупными плагиоклазовыми вкрапленниками и, то призматическими, то зернистыми образованиями зеленого пироксена. Присутствие последнего минерала во всех трех главных стадиях вулканической деятельности Алагеза, доставлявших последовательно андезито-базальтовые, андезито-дацитовые и дацитовые

лавы, говорит за извержение всех этих различных по химическому типу лав из одного очага, постепенно менявшего свой состав в направлении кислой дацито-липаритовой магмы.

3. КРАСНОЖЕЛТЫЙ ХРЕБЕТ, ИДУЩИЙ К ВОСТОКУ ОТ ЮГОЗАПАДНОЙ ВЕРШИНЫ

Отдельные комплексы этого хребта являются более сложно построенными. На склоне, обращенном к правому притоку р. Дали-чай, отдельные лавовые излияния, составившие красножелтый промежуточный хребет, можно сгруппировать в три комплекса, которые ясно выражены и орографически (I, II и III на фиг. 5).

Нижние коренные обнажения лав (I) находятся на 20 м выше русла притока или скорее, истока Дали-чая. Лава выходит в виде массивного



Фиг. 5. Лавовые комплексы истока Дали-чая.

уступа, прорезанного системами вертикальных и горизонтальных трещин. Лавы эти относятся к андезито-базальтам.

Микроскопически они представляют темносерую пористую породу с гегсагональными сечениями светлого минерала. Под толщей лавовых образований II комплекса обнажается черная базальто-видная лава, относящаяся

по химическому составу к андезито-базальтам (горизонт А). Этот нижний наиболее основной горизонт II комплекса отделяется от залегающих выше кислых лав прослоем вулканической брекчии, представляющей контактный слой между последующей эффузией андезито-дацитовой магмы и залегающего ниже андезито-базальта. Выше этого промежуточного горизонта залегает пласт серой андезито-дацитовой лавы (горизонт В), мощностью до 75 м, обладающей то средне-плитняковой отдельностью, то мелко-шаровой. Лава эта обладает большим количеством вкрапленников, среди которых преобладают плагиоклазы. Еще выше к тому же горизонту относится серая лава, которая в периферических частях включает красноватые участки, представляющие, очевидно, контактный слой брекчевидной породы, образовавшейся вследствие излияния более кислой дацитовой светлосерой лавы (горизонт С). Дацитовая лава лежит на „карнизе“, составленном предыдущей эффузией и выходы ее мощностью около 20 м представляют, собственно, задернованный

большую часть склон, среди которого встречаются коренные выходы, значительной высоты, сильно выветрелых пород, обладающих плитняковой отдельностью.

III комплекс лавовых образований выходящий самостоятельным карнизом представляет собою чередование серых лав и крупных красноцветных конгломератов (на высоте около 3000 м).

В этой толще конгломерато-лавовых образований — первые играют крайне существенную роль, не только давая целые прослои в нижние горизонты лавовых потоков, но и представляют собою, как бы „конгломератовые столбы — пробки, пробивающие несколько лавовых горизонтов“. Среди некоторых из этих брекчиевидных пород встречаются участки с кварцевыми натекми, представляющими род гиалита. В этих образованиях происходит частичная халцедонизация. На вершине этого хребта, ближе к югозападной вершине Алагеза встречается ряд видоизменений в верхних лавовых покровах, главным процессом в которых являлась алунитизация, происходившая под влиянием газообразных агентов вулканической деятельности (главным образом SO₂ и H₂O). Морфологически эти видоизмененные лавы располагаются полосами поперечно простиранию всего хребта, с чередованием окрасок красной и желтобелой. Первые представляют собою сравнительно мало измененные лавы с поверхностными образованиями железистых соединений, в то время, как желтобелые разновидности измененных лав, являются в значительной степени алунитизированными (до 40% алунита).

Часто удается обнаружить „переходные“ образования, сохранившие структуру эффузивной породы и представляющие в центральной части мало измененную серую дацитовую лаву, превращенную в периферии в белую плотную метаморфизованную алунитовую разность.

На самой вершине этого хребта встречена черная лава с красножелтой коркой новообразований.

Особенности петрографического строения желтокрасного хребта могут быть сопоставлены в следующем:

Высота	Мощность	№№ образцов	Петрографическая характеристика	Комп-лекс	Горизонт
3000—2800	200 м	275	Брекчиевидно-конгломератовая порода	III	—
2800—2780	20	273	Светлосерый дацит	II	C
		272	Контактная зона		
		271)	Андезито-дацитовая лава	„	B
		270)			
2780—2725	55	269	Вулканическая брекчия: контакт андезито-дацита и андезито-базальта	„	A
		268	Андезито-базальт		
		267)	Андезито-базальт		
266)					
2650—2625	25	266)			



Фиг. 6. Вершинная зона выше оз. Кара-гель.

II. ЮЖНЫЙ СКЛОН

1. СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА

Орографически южный склон в районе вершин Алагеза представляет ряд хребтов, отходящих на юговосток от югозападной и западной вершины кратера, с расположенными между ними глубокими каньонами рр. Архашан и Амперт.

От югозападной вершины отходит хребет, протягивающийся вначале через вершины 1695 саж. и 1610 саж. (по одноверстной карте) на протяжении до 9 км в виде узкого несимметрично образованного хребта с крутым склоном, скорее обрывом, в сторону кратера и сравнительно пологим западным склоном.

Южнее района оз. Кара-гель этот хребет, являющийся левым берегом р. Архашан в ее верховьях, имеет более симметричное строение на обоих склонах и оканчивается возвышенностью (3400 м) на расстоянии 5 км от югозападной вершины. Хребет этот может быть назван Архашанским, ввиду того значения, которое он имеет для формирования его левого склона. Архашанский хребет играет значительную роль не только в формировании левого борта р. Архашан, но также в строении северо-восточной части обширного водораздельного пространства между рр. Архашан и Дали-чай: а именно, от вершины 1160 саж. (3381 м) отходит на юго-восток хребет протяжением 3,5 км, имеющий более пологий склон к Дали-



Фиг. 7. Красножелтый хребет и ю.-з. вершина (Дали-чай).

чаю и более крутой (190—200 м) на югозапад в сторону долины, расположенной между ним и Архашанским хребтом.

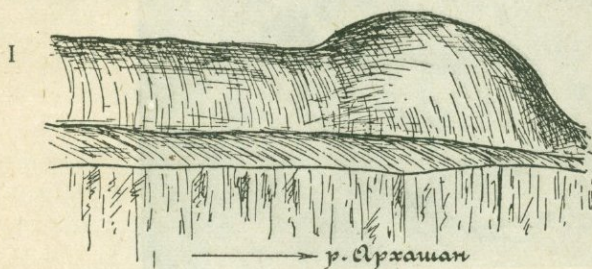
На Даличаевской стороне этого отрога имеется заболоченное пространство. Почти параллельным хребту Архашан-даг является хребет, отходящий от западной вершины кратера и служащий водоразделом в верхней зоне между оз. Кара-гель и Баку-гель. При продолжении своем к югозападу под названием хребта Амपुर-даг (с вершиной 3194 м) он отделяет каньон Амперта от каньона Архашана. Лавовые излияния, связанные с формированием этого хребта периферическими своими частями, достигают района слияния этих рек, т. е. развалин крепости Амперт (Кыз-кала).

Соответственно указанным двум хребтам на левом склоне р. Архашан (Архашан-даг) и на водоразделе Амперт—Архашан (Ампур-даг) имеется аналогично построенный третий хребет на правом берегу Амперта, называемый Кара-дагом.

Последний представляет хребет, возвышающийся на правом склоне Амперта против Амपुर-дага и прижимающийся к каньону Амперта. За ним на запад, отделенный неглубокой продольной котловиной, расположен невысокий вал. Долины эти и западный более пологий склон Кара-дага усеяны обломками характерной черносмоляной лавы (щелочной дацит) с белыми образованиями плагиоклазов, черный цвет которой, усиливающийся еще блестящим смоляным загаром, и послужил основанием для названия хребта (кара — черный). Несколько южнее западнокарадагская

долина постепенно замыкается по мере понижения идущего с востока хребта. Все это пространство покрыто плотным травяным покровом со сравнительно редко разбросанными валунами кислых пород — светлосерых и темносерых разностей щелочных-дацитов. Наблюдается разнообразие форм выветривания: остаточко-бугристая с черным, смоляным загаром и слоисто-концентрическая черных и красных тонов.

Переферические части кислого излияния (щелочные-дациты), сложившие Карадагский хребет по правому берегу Амперта, кончаются резко выраженным уступом на 1 км севернее шлакового конуса Кизыл-зиарат и продолжают в виде ясно орографически выраженных уступов на запад от каньона Амперта.



Фиг. 8. Архашан-даг.

I — Щелочные дациты; II — Дациты.

Соответствующие высокие уступы имеются по левую сторону Амперта (водораздел Амперт—Архашан).

При значительной аналогии между собою в средних участках Карадагский, Амपुरдагский и Архашанский хребты различаются между собою в вершинной зоне как в орографическом отношении, так и по роли их в строении вулкана.

Наибольшее значение в строении вершинной части южного склона играет хребет Архашан-даг, протягивающийся посредством острого хребта с вершиной 3381 м (1160 саж.) к самой югозападной вершине Алагеза. Он является постоянной границей Карагельской котловины.

Хребты Амपुर-даг и Кара-даг не доходят до вершины зоны, если последнюю считать расположенной к северу от уступов, на которых находятся последовательно оз. Кара-гель и Баку-гель.

Микроскопическое и химическое исследование лав со скалы Монах и Гель-зиарата, показывающее средний для Алагеза андезито-дацитовый состав магмы, позволяет предполагать, что пространство, ограниченное с севера вершинами кратера, а с юга Карагельским и Бакугельским уступами, является освобожденным от позднейших излияний более кислой магмы щелочных дацитов, из которой построены хребты Амपुर-даг и Архашанский хребет.

Особенно значительными являются следы эрозионной деятельности в верховьях Амперта: с правого берега Амперта открывается исключительное по грандиозности зрелище на верховья Амперта с увенчивающими картину западной и югозападной вершинами кратера. Этот район является классическим по мощности проявления процессов эрозии

и разрушения, создающих характерную выемку в радиальном разрезе вулкана.

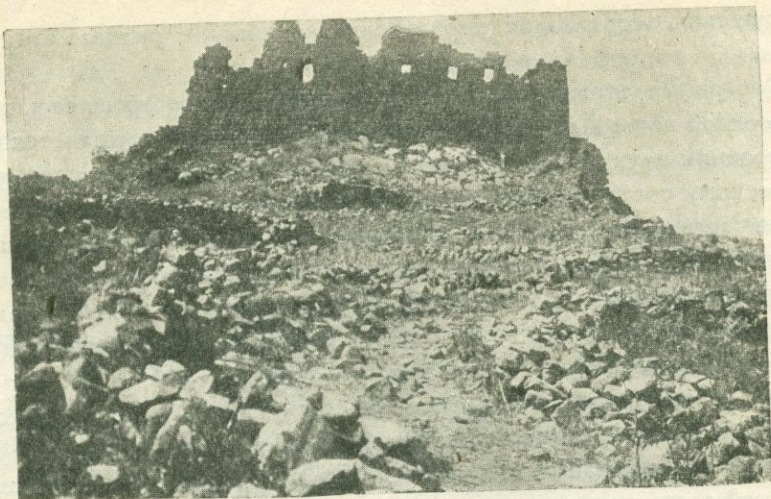
Орография этого района тесно связана с петрографическим строением верхней зоны Алагеза. Для последней характерным является участие в ее строении двух лавовых комплексов, различающихся по своему петрографическому составу, так как породами нижнего комплекса, слагающими главную часть Алагеза, являются лавы андезито-базальтового и андезитового типов, в то время, как верхний комплекс слагается из более кислых лав дацитового типа с тенденцией образования еще более кислых лав (щелочных дацитов). Лавы последнего комплекса и слагают эти характерные — Карадагский и Амपुरдагский — хребты. Различное отношение и сопротивление эрозионным факторам двух указанных лавовых комплексов обуславливает морфологические особенности района верховьев рр. Амперт и Архашан и особенности различия в строении верхних и нижних частей соответствующих каньонов.

В нижней своей части эти главные водные артерии Алагеза на юго-восточном склоне разрезают довольно мощную толщу более основного лавового комплекса: андезитовые лавы, более стойкие по отношению к явлениям выветривания и разрушения и представляющие, как бы, расширенную действием потоков тектоническую трещину (баранкосы).

Налегающие на этот основной комплекс, являющийся фундаментом Алагеза, более кислые лавы: более кислые дациты с щелочными дацитами, орографически формирующие указанные радиальные хребты — Архашандаг и Амपुरдаг — подверглись более интенсивной эрозии и их склоны, обращенные к Амперту и Архашану, отступили от каньонов, образовав плато шириной до 1.5—1 км. Плато эти расположены на поверхностях дацитовых эффузий, круто обрывающихся по направлению к каньонам.

Ампурдагский и Архашанский хребты отступают от разреза каньона р. Архашан и образуют боковые плато не на всем своем протяжении, а в районе крутого спуска Архашан-дага и вершины Амपुरдага; ниже же их склоны и обрывы каньона сливаются в один крутой склон, сложенный из покрытых слабой растительностью осыпей; осыпи, развитые выше, в районе крутого спуска Архашан-дага, представляются более крупно-обломочными.

Интересным в геоморфологическом отношении является бросающееся в глаза различие в строении двух склонов этих значительных каньонов, пересекающих южный склон Алагеза в меридиональном направлении. Различие это проявляется в определенной средней высотной зоне (2450 м) склонов Амперта и Архашана, например, район с. Пираган, развалины крепости Амперт и несколько выше, и выражается в том, что в то время как левые восточные обрывистые склоны этих каньонов сравнительно хорошо сохранили строение слагающих их туфовых лав и лавовых



Фиг. 9. Район развития дацитов у крепости Амперт.

пластов в виде ряда вертикальных уступов и карнизов, правые (западные) склоны обыкновенно покрыты не только мелко-обломочными осыпями, являющимися в результате интенсивного выветривания и разрушения лавовых образований, но чаще являются сплошь задернованными с изредка выступающими отдельными карнизами наиболее прочных лавовых пластов.

Повидимому, это различие связано с более интенсивным прогреванием в течение жарких дней западных склонов ущелий в первую половину дня. На величину значительной радиации в районе Алагеза указывают исследования В. И. Попова, совершившего в составе экспедиции 1927 г. восхождение на югозападную вершину Алагеза и производившего актинометрические наблюдения.

Выше определенной высоты (примерно 3000 м) указанное различие в строении различных склонов ущелий и каньонов не наблюдается и, оба борта являются морфологически одинаково выраженными. Они представляют, большую частью, — сглаженные, покрытые мелко-обломочными осыпями склоны, на которых летом горизонтальными полосами свежей зелени указываются водоносные горизонты. Иногда более яркий вертикальный участок зеленой растительной полоски указывает на сбегаящий по склону родник.

Верховья рр. Амперт и Архашан, начинающиеся в одной и той же высотной зоне Алагеза, имеют к югу круто обрывающиеся уступы, высотой до 700—800 м, на которых расположены соответственно оз. Баку-гель и Кара-гель. Не являются ли эти уступы конечными обрывами кислых



Фиг. 10. Оз. Кара-гель и гора Гельзиарат.

лав, извергающихся вулканом уже после образования тектонических трещин, послуживших первоначальными руслами для этих рек, Горизонтальные зеленые полосы растительности на этих конечных уступах, отвечающие контактному горизонту выхода родниковых вод, расчлениют всю толщу этих лавовых комплексов, по крайней мере, на три главные зоны, мощностью около 220—250 м каждая, отличающиеся, очевидно, своим петрографическим строением.

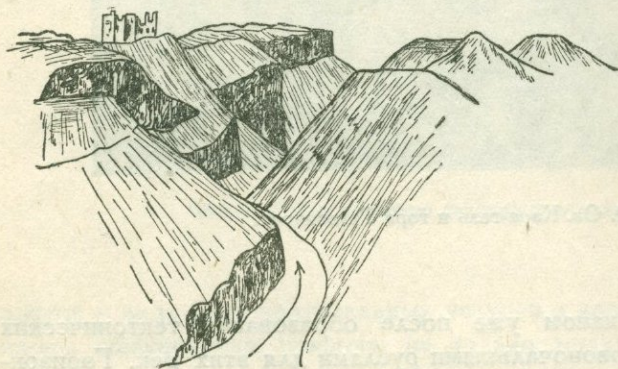
Интенсивная эрозия этой местности создает характерный рельеф района верховьев рек южного склона: отдельные причудливые скалы и пики (скала Монах) развиты в окрестностях оз. Кара-гель. Некоторые из них являются остатками гигантских отдельных частей с концентрически скорлуповатым строением. При выветривании и распадении они дают тонко-плитняковую осыпь.

Преобладающая здесь серая лава с мелкими вкраплениями, имеющими микроминдалевидный габитус может быть отнесена к андезито-дацитам. Характерным образованием этого района является пик Гельзиарат, имеющий несимметричное развитие своих склонов: крутой и обрывистый южный склон к оз. Кара-гель и пологий северный к вершинам Алагеза. Состоящий из крупных элювиального характера осыпей, Гельзиарат сложен из лав светлосерого трахитового облика.

Водораздельная часть этих наиболее значительных озер — Баку-гель и Кара-гель и берущих из них начало соответственно рек — Амперт и Архашан представляет собою довольно плоское возвышение, постепенно переходящее в сформированный уже северный склон Ампурдагского хребта.

Развитыми здесь являются светлые пористые лавы дацитового типа, дающие преимущественно, переходные вариации к более кислым лавам (щелочным дацитам).

Несколько выше, в зоне выше 3100 м, весь северный склон Ампурдага покрыт средне-обломочной осыпью красочерной лавы, принимающей конгломератовидный характер. Верхние горизонты этого хребта сложены из светлых лав щелочных дацитов, местами обладающих тонко-плитняковой отдельностью. Далее, по направлению к вершине Ампурдага идет не



Фиг. 11. Каньон р. Амперт в районе крепости.

скольким раз чередование плитняковой темносерой лавы и красной, переходящей в конгломерат; простирание этих „полос“, как-будто, широтное, вкрест направления самого Ампурдагского хребта.

Сама вершина этого хребта (3190 м) представляет громадную россыпь из грубых обломков, несколько метров

в поперечнике. Породы эти могут быть отнесены к типу дацитовой магмы. Местами сохранились поверх этих образований остатки лавового покрова, явившегося, по видимому, одним из последних продуктов деятельности Алагеза. Эта своеобразная черная, смоляная, плотная и в то же время хрупкая лава, относится к черным смоляным порфирам. Распространение этой лавы, вообще, является характерным для верхних горизонтов водораздела Амперт—Архашан. Вследствие своих физических особенностей порода эта легко дает осыпи и денудирована на значительном протяжении.

2. СТРОЕНИЕ СРЕДНЕЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА

Как указано выше, горизонты южного склона расположенные ниже горбообразных уступов, сложенных из лав типа щелочных дацитов двух главных разновидностей, т. е. светлосерых пород и смоляных порфиров и резко выраженных на Алагезе орографически, могут быть рассмотрены, как средняя зона Алагеза.

Рассмотрение ее может быть для ясности произведено в порядке той же последовательности: 1) западный район по правую сторону от каньона р. Амперт; 2) соответствующий участок водораздела Амперт—Архашан; 3) восточный район по левую сторону каньона р. Архашан.

Западный район. Район ниже шлакового конуса Кизыл-зиарат в орографическом и петрографическом отношении представляет следующие особенности.

Кончившийся выше Кизыл-зиарата Карадагский уступ черных и светлосерых кислых лав, вокруг этого конуса и ниже, сменяется то пористыми, то плотными серыми с светлосерым оттенком лавами андезитобазальтового габитуса; эта порода слагает продольные хребтики, расположенные ниже Кизыл-зиарата, которые все же являются генетически связанными в один уступ.

Эта верхняя андезито-базальтовая зона налегает на ниже расположенный III уступ, круто обрывающийся в сторону Амперта на расстоянии 0.5 км от него.

В нижних горизонтах этого уступа имеются выходы светлосерых андезито-базальтов.

Еще ниже расположен III район развития андезито-базальтовых лав, морфологически значительно отличающийся от двух верхних уступов; он характеризуется бугристо-шишковатым рельефом, который создается как рельефом андезито-базальтов, так и налеганием поверх андезито-базальтовой лавы, слагающей ряд продольно вытянутых хребтиков — продуктов более молодой эффузии, представленной той же смоляночерной лавой. Последняя образует здесь крайне пористые поверхностные разности, которые формируются в виде главной бугристой лавы.

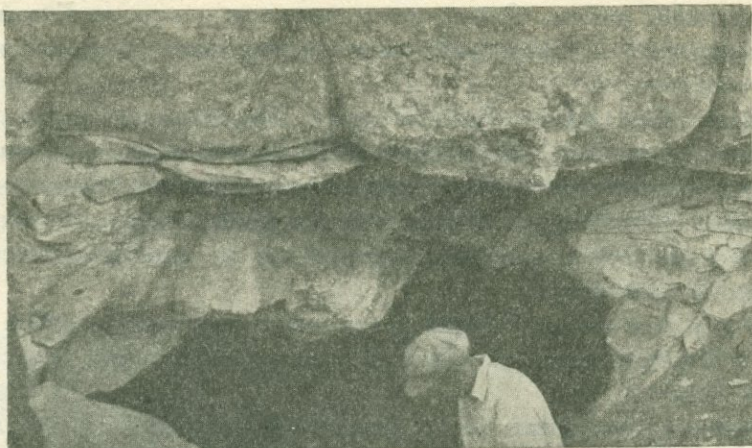
На высоте 1990 м в районе правого берега Амперта соответственно против лесистой части левого берега Архашана происходит смена петрографического строения местности, сопровождаемая резко выраженным изменением в орографическом отношении.

Холмисто-бугристый (III) район светлых андезито-базальтов кончается, видны их периферические языки, заливающие нижерасположенные лавовые образования. Последние и образуют нижерасположенный новый характерный участок средней зоны Алагеза.

Эти образования морфологически создают более „беспокойный“ лавовый ландшафт местности, обусловленный более резко выраженными шишками, буграми и холмами эффузии.

Выше двух конусов, из которых западный называется Курт-тапа (1890 м) и которые являются, возможно, остаточными образованиями более древнего рельефа, начинают попадаться между отдельными конусами и шишками выходы крайне пористой черной лавы с группирующимися желтоватыми полевыми шпатами.

Лава эта, которую можно отнести к андезито-базальтам, является позднейшей эффузией, залившей нижний район бугристо-шишковатых образований.



Фиг. 12. Контактные горизонты с образованием пещер (подземные шумы у с. Уджан).

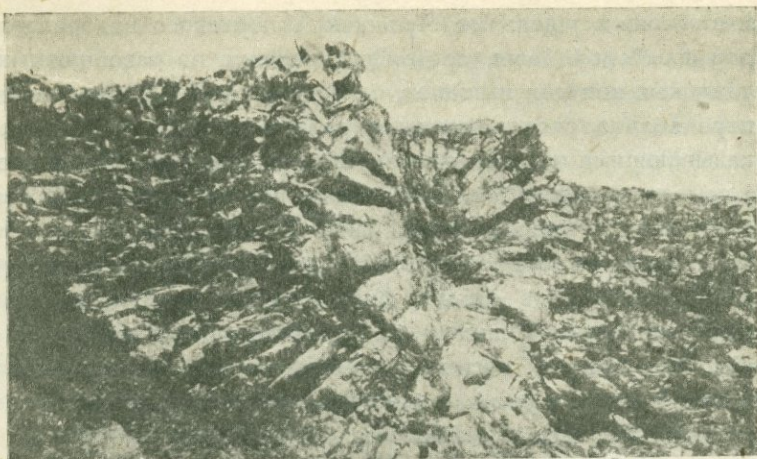
Район Курт-тапа является поводимому аналогичным лесистому Инаклинскому району, морфологически очень похожему и расположенному соответственно по западному берегу Амперта и восточному — Архашана.

Весь описанный район правого берега р. Амперт, обладающий столь своеобразными геоморфологическими свойствами, и сложенный из андезито-базальтовых лав ряда излияний, относится к продуктам первой фазы II цикла вулканических излияний Алагеза, начавшейся вновь эффузиями основной магмы, имеющей много общего с андезито-базальтами I цикла, составляющими фундамент Ампертского каньона.

Водораздельный участок (Амперт — Архашан). Архашан и Амперт от своих истоков у концов лавовых плато с оз. Кара-гель и Баку-гель вначале текут отклоняясь друг от друга на юговосток и юг, причем наиболее широкая часть водораздела доходит до 2.5 км; при дальнейшем повороте Архашана на юг, а Амперта на юговосток, происходит сближение этих рек и южнее мыса, на котором расположены остатки крепости Амперт, происходит их соединение в одну р. Амперт.

Южнее вершины Ампу-дага водораздел Амперт — Архашан резко отличается петрографически и орографически от расположенного на запад на правом берегу Амперта Карадагского района, а на восток на левом берегу Архашана от обширного пространства, являющегося юго-восточным склоном Алагеза. Оба последние района сложены из лав, давших морфологически шишковидно-бугристые формы рельефа, наиболее резко выраженные в восточном районе.

Петрографически также эти районы отличаются от центрального водораздельного пространства (Амперт — Архашан), так как в строении



Фиг. 13. Концентрически-радиальная форма отдельности в дацитах
(диаметр 30 м).

западного право-ампертского района играют роль значительные эффузии основной андезито-базальтовой лавы, а восточный лево-архашанский представляет значительное разнообразие более поздних кислых эффузий, включая в их состав и туфо-лавовые разности арктического типа (район Инаклю).

Гипсометрически являясь аналогичным Карадагскому району — Амперт-Архашанский водораздел уступает по высоте восточному Архашанскому району, значительно увеличенному позднейшими эффузиями. В орографическом отношении он представляет трехступенное плато, образованное излияниями различных периодов.

Нижнее плато является фундаментом „водораздела“ в этом районе обоих каньонов Амперта и Архашана, будучи разрезано ими и сложено из комплекса дацитовых лав. Среднее имеет наибольшее протяжение и составлено также из дацитовых лав серых и светлосерых оттенков, верхнее же аналогично району, заканчивающемуся на правом берегу Амперта, выше горы Кизыл-зиарат, т. е. сложенному из более кислых лав щелочно-дацитовых разностей.

Здесь в части водораздела, примыкающего к южному склону Ампулдага, развиты лавовые образования светлосерой разности трахитового габитуса, дающей значительные осыпи по всему этому склону. Несколько южнее на склонах более западного оврага, пересекающего водораздел в направлении северозапад — юговосток имеются выходы несколько более серой пористой лавы на высоте 2530 м, изливавшейся мощными потоками поверх дацитовых лав.

К югу, в более удаленных от Ампулдага зонах, поверхностная лавовая фация имеет несколько другой облик: например, на водоразделе между

западным и главным ущельями Архашан-Ампертского водораздела верхний покров глыбовой лавы, состоящей нередко из разобщенных между собою отдельных конусов и шишек, состоит из серой (скорее темносерой) лавы с параллельно расположенными рядами плагиоклазовых вкрапленников, указывающими на продвижение лавы в довольно вязком состоянии. Лава эта относится к дацитам. Кроме того, как на водоразделе Амперт — Архашан, так и в соседних районах развита черная смоляная лава со сравнительно редкими полевошпатовыми вкрапленниками, видимо, разлившаяся здесь в последние стадии формирования вулкана и образующая своими потоками конусы и шишки, значительно раздробленные на отдельные глыбы. Это лава аналогична верхним потокам Ампур-дага. Эта же лава обнажается ниже у устья главного ущелья водораздела при впадении его в Архашан (2185 м) и в районе крепости Амперт.

Из отдельных районов, распространения этих черных смолянокаменных порфиоров (щелочных дацитов), можно указать следующие.

а) Вершина хребта Ампур-даг. Самые высокие горизонты (3210 м) представляют изливания этой блестящей смоляночерной, иногда шлаковой лавы поверх дацитовых светлосерых лав.

б) Несколько южнее в пределах того же водораздела Амперт — Архашан мы имеем залегание той же черной, смоляной лавы, видимо, разлившейся в последние стадии формирования вулкана и образующей своими потоками отдельные конусы, бугры и шишки (напр., 2270 м) значительно раздробленные на отдельные глыбы.

в) Район соединения рр. Амперт и Архашан (непосредственный район крепости Амперт). Поверх андезито-дацитовой плитняковой лавы, слагающей толщу лавовых изливаний, разрезанных каньоном р. Амперт, имеются выходы той же черной смоляной лавы. Эта лава находится в районе крепости, покрывая гигантские радиально-лучистые и скорлуповатые отдельности той же андезито-дацитовой серой лавы.

г) Правый берег р. Амперт. Петрографическое строение этого района следующее: поверх андезито-дацитового фундамента Алагеза имеется ряд небольших продольно вытянутых хребтиков, сложенных из серой андезито-базальтовой лавы. Район этот покрыт в качестве продукта более молодой эффузии черной смоляной лавой, образующей здесь крайне пористые поверхностные разности и формирующейся в виде глыбовой бугристой лавы.

д) Наиболее восточными выходами на южном склоне являются выходы аналогичной породы на правом высоком берегу р. Дали-чай, в районе небольших хребтов, связанных с отходящим от югозападной вершины хребтом Кара-даг. Здесь черная смоляная лава, занимая отдельные небольшие конусы и возвышенности, также, повидимому, покрывает серые разновидности андезито-дацитовой лавы.

Сводя все эти данные, можно отметить их согласованность, касающуюся вопроса о последовательности извержения кислых дацитовых лав, являющихся в виде черных смоляно-каменных порфиров одним из последних продуктов эффузии Алагеза. В отношении характера распространения этих лав и морфологических особенностей их выходов нужно отметить, что являясь характерным поверхностным образованием в определенной высотной зоне Алагеза (2500—3000 м) они вместе с тем не покрывают в настоящее время сплошных пространств, будучи в значительной мере денудированы.

В связи с их физическими свойствами — хрупкостью, способностью раскалываться на мелкие острореберные части и куски, значительной их трещиноватостью, преимущественным залеганием в форме бугристой глыбовой лавы стоит значительная их инфильтрирующая способность.

Каньон Амперта и Архашана. Строение Алагезского массива может быть выяснено на южном склоне его, разрезами каньонов Амперта и Архашана, достигающих до 100 м глубины. Эти ущелья сложены из ряда последовательных эффузий андезито-дацитового магмы, причем отдельные составные части могут быть пояснены следующими разрезами.

Левый берег каньона р. Архашан, выше крепости Амперт. Отметка русла реки 2040 м.

а) Верхние горизонты заняты пластом дацитовой лавы, мощностью 25—30 м, обладающей плитняковой отдельностью.

б) Ниже залегает слой розовой пузырчатой пористой лавы, толщиной 0.66 м.

в) Последняя переходит в грубо-обломочную вулканическую брекчию, где включениями являются угловатые крупные обломки черной пузыристой лавы.

г) Брекчия залегает на более древней эффузии другого петрографического состава в виде глыбовой черной лавы, разбитой трещинами отдельности. Горизонты б и в, являющиеся контактными горизонтами двух эффузий, при меньшей стойкости процессам денудации являются теми горизонтами каньонов, в которых идет образование небольших пещер и пустот, при соединении которых между собою происходит образование так называемого „пещерного горизонта“.

Характерные особенности пород контактного горизонта по сравнению с нормальным типом дацитовой лавы поясняются следующими особенностями строения, обнаруживаемыми при микроскопическом изучении. Все эти различия принадлежат к лавам одного типа, причем две последние представляют различные стадии изменения нормальной андезито-дацитовой лавы с содержанием кристобалитовых образований. Изменения выражаются в следующем.

а) В оплавленности и резорбции вкрапленников плагиоклазов и пироксенов. Из последних присутствует, преимущественно, ромбический пироксен, в форме тонко-призматических кристаллов. Наблюдается появление буровой окраски в периферических частях пироксена и окаймление темнобурыми, почти черными оторочками.

б) В изменении характера кристобалитовых образований. Последние вместо светлых „кристобалитизированных“ зон со структурой базиса окружены темными оторочками (коричневатými). В нижней части контактного слоя кристобалитовые образования исчезают, заменяясь неправильными, ветвистыми образованиями прозрачного желтоватого вещества, большею частью аморфного, окруженного такими же темноватыми оторочками еще более интенсивно бурых оттенков. Иногда наблюдаются среди этого желтоватого вещества сферолитовые образования. Возможно, что в этих условиях контактные части андезито-дацита содержат халцедон.

в) Наблюдается значительное количественное изменение в соотношении количества интрателурических вкрапленников к основной массе, с одной стороны, соотношения между плагиоклазами и пироксенами среди вкрапленников, с другой. А именно, в более нижних горизонтах замечается увеличение числа вкрапленников, а среди последних наблюдается больше пироксена.

Несколько ниже предыдущего разреза в расстоянии 3—4 км, в районе соединения рр. Амперт и Архашан тот же лучше сохранившийся левый склон Архашана дает следующий разрез, замечательный по явлениям образования гигантских скорлуповато-концентрических и радиально-лучистых форм отдельности.

а) Нижний пласт дацитовый лавы, мощностью около 15 м с плитняковой отдельностью, переходящей в радиально-лучистую.

б) Средний пласт той же лавы представлен здесь крупной концентрически радиальной отдельностью, мощностью около 35 м;

в) Верхний пласт дацитовый лавы представлен темносерой плотной „микроминдалевидной“ лавой, в которой миндалины образованы кристобалитовыми выделениями, мощностью также около 35 м.

Таким образом, мощные излияния дацитовый лавы могут быть в этом обнажении вполне ясно сгруппированы в три горизонта, общей мощностью около 85 м. Характерным для всей этой части каньона является образование гигантских сферических отдельностей. Взаимоотношение описанных выходов дацитовый лавы к залегающим поверх нее более молодым эффузиям Алагеза можно видеть несколько ниже по Архашану при подъеме на верхнее плато левого берега.

Здесь на высоте 2130 м имеется лава, обладающая той же сферической отдельностью, периферические „скорлупы“ которой сложены из

черной плотной лавы с расположенными слоями крупными полевошпатовыми вкрапленниками. Лава эта неоднородна и местами имеются резкие переходы в светлорозовую породу с трахитовидным габитусом. Местами эти взаимоотношения дают кажущуюся картину захвата розовой лавой отдельных участков. Обе эти разновидности принадлежат по химическому составу к производным более кислой дацитовой магмы.

Верхним образованием для левого берега Архашана, так же, как для водораздела Амперт — Архашан, является эффузия черного смоляного порфира, относящегося к той же кислой магме Алагеза.

Характерно, что в этом же районе по левому берегу Архашана мы видим лавовые образования, повидимому, той же щелочно-дацитовой магмы, представленные уже светлосерой лавой, аналогичной светлым лавам меридиональных хребтов Амपुर-даг и Кара-даг.

Этими излияниями заканчивается, повидимому, I цикл вулканических излияний Алагеза и, возможно, что залегающие выше кислые лавы, столь характерные для Амपुर-дага, принадлежат уже эффузивным образованиям II вулканического цикла.

Налегание рассмотренной выше толщи дацитовых лав на излияния более ранней эффузивной деятельности Алагеза даются тем же Ампертским каньоном в разрезе между соединением рр. Архашан и Амперт и районом разветвленных каньонов, на которых расположены сс. Дгир, Эргов, Инаклю.

В общих чертах строение правого борта Эрговского каньона морфологически можно разделить на три мощные зоны.

а) Поверхностная фация излияний, выражающаяся в потоке, то представляющем расчлененные отдельные небольшие конусы, то более горизонтальные части потоков, оканчивающихся отдельными языками.

б) Средний мощный пласт нормальных и туфовых лав с грубо параллелепipedальной отдельностью, сохранившийся в ряде мощных уступов и стен. В нижних горизонтах этот пласт оканчивается „пещерным горизонтом“.

в) Значительная часть правого склона Эрговского ущелья морфологически может быть отнесена к третьему типу.

Эта зона характеризуется далеко зашедшими процессами выветривания, дающими осыпи и пр. На больших протяжениях отсутствуют массивные выходы эффузивных пород. Резко вырисовывается ряд горизонтальных карнизов, сложенных из излившихся небольших лавовых пропластков.

Более детально строение этой зоны Алагезского склона может быть изучено на разрезах левого склона р. Амперт ниже с. Инаклю.

Здесь левый берег Амперта имеет следующее строение.

Верхние горизонты представлены черными пехштейнового типа лавовыми образованиями.

Ниже залегает темносерая, почти черная андезито-базальтовая лава характеризующаяся большим количеством крупных плагиоклазовых вкрапленников.

Ниже, на уровне 1600 м залегает мощный слой андезито-базальтовой лавы, общей мощностью свыше 40 м, который, представляя излияния не менее двух фаз вулканической деятельности, может быть разделен на два резко выраженных горизонта.

а) Верхний — мощностью около 20 м — представлен плотной темносерой лавой без макроскопических вкрапленников полевых шпатов. Под микроскопом обладает средне-зернистой основной массой, состоящей из коротко-столбчатых кристаллов плагиоклаза и зажатых между ними пироксеновых образований, погруженных вместе в темносерый аморфный базис.

Резко выраженных вкрапленников нет; есть только переходы от кристаллов основной массы к более крупным кристаллическим образованиям.

б) Нижний — мощностью 15—20 м — выражен более светлосерой фацией андезитовой лавы, которая под микроскопом при общей аналогии с верхним излиянием отличается большей и лучшей кристаллическостью, выражающейся тем, что аморфная темная составная часть основной массы заменена здесь тонко-зернистыми агрегатами, которые окружают плагиоклазовые и пироксеновые образования первого поколения.

Весь андезитовый комплекс залегает на характерном потоке еще более основной андезито-базальтовой лавы, обладающей на участке каньона Инаклю — Пираган крайне неровным рельефом и варьирующей мощностью.

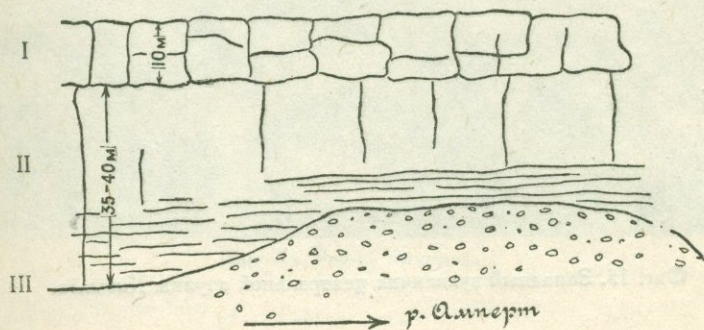
Так, в более северных выходах левого берега Эрговской части каньона этот андезито-базальтовый пласт, выраженный черной лавой с громадным количеством полевошпатовых вкрапленников и зеленого пироксена, достигает 25 м мощности, в то время, как несколько выше Пирагана этот горизонт обладает мощностью 5—10 м.

Характерным является также строение этой зоны Алагеза в районе сс. Пираган, Ахис.

При спуске в Ампертское ущелье обнажается черная туфовая лава, с „захваченными“ крупными обломками красной разности; местами наблюдается более тонкое переслаивание черной и красной разности.

Разрез левого берега р. Амперт в непосредственной близости с. Пираган, в главном, представляет следующие напластования. Сверху залегает слой туфовой лавы, мощностью 8—10 м (1430 м). Эта туфовая лава представляет на вид включения ленточно-флюидально расположенных полос блестящего черного обсидиана в кирпичнокрасной несколько пористой туфовой лаве. Чаше эти „включения“ обсидианового

вещества не имеют сплошного характера, а представляют собою отдельные тонкие, заостренные с концов линзы, располагающиеся рядами. Размеры этих линз крайне разнообразны. Возможно, что здесь имеются результаты первичных магматических процессов, превративших породу в кирпичнокрасную разновидность туфовой лавы с остаточными линзовидными образованиями черного обсидиана. Этот характерный слой туфовой лавы налегает на мощный андезито-базальтовый комплекс лавовых образований, слагающих отвесные стены Ампертского ущелья. Верхний пласт этого комплекса (8—10 м мощностью) имеет в верхних своих горизонтах массивный характер и разбит, главным образом, горизонтальными

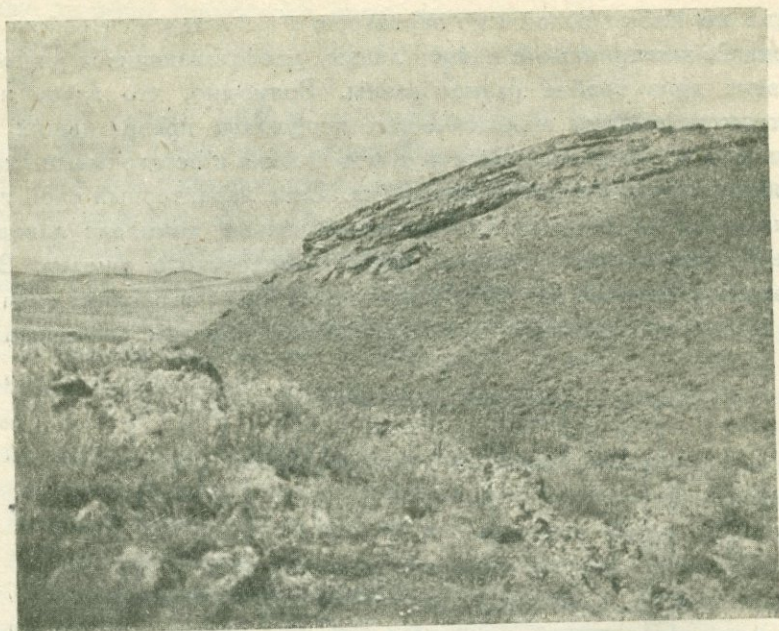


Фиг. 14. Разрез Пираганской части р. Амперт перед разветвлением на Эргов и Инаклю.

I—Туфовая лава; II—Долеритовые андезито-базальты; III—Черные пористые андезито-базальты.

трещинами; в нижних же горизонтах переходит в плитняковую разность. Порода эта относится к типу андезито-базальтов и представляет собою серую, слабо-пористую лаву без макроскопических видимых порфировидных вкрапленников.

Последний лавовый слой подстилается крайне своеобразной андезито-базальтовой черной пористой лавой с громадным количеством полевошпатовых вкрапленников и образований зеленого пироксена. Выветриваясь, эта лава покрывается красноватожелтой корой, которая в некоторых образцах все более и более замещает при выветривании основную породу. В конечном результате получается красноватая глинисто-железисто-гидратная масса. Внизу эта лава из сильно пузырчатой разности переходит в более плотную, но сильно пористую разность. В общем, весь лавовый комплекс обладает мощностью не менее 40—45 м, и относится по составу к производным андезитовой и андезито-базальтовой магмы.



Фиг. 15. Западный вулканчик центральной группы Кизылов.

3. СТРОЕНИЕ НИЖНЕЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА (Район Кизылов)

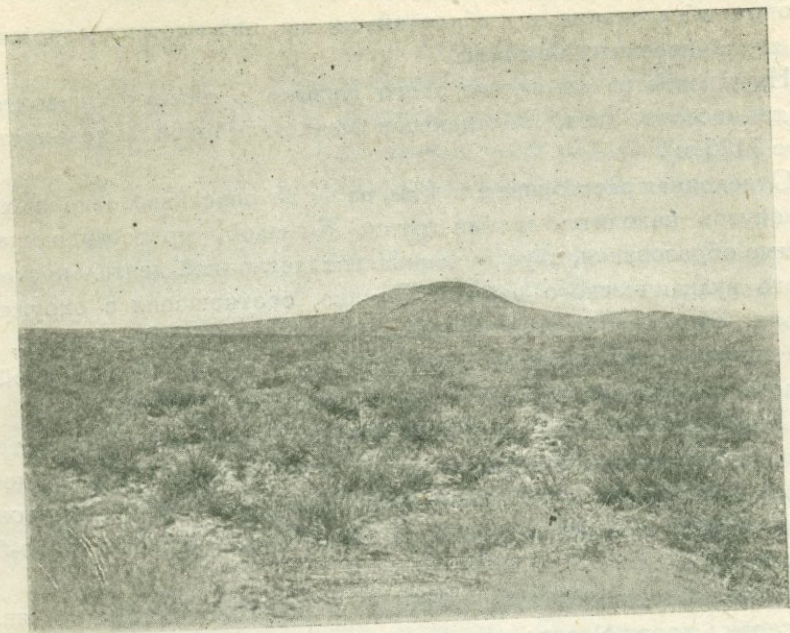
Южный склон Алагеза в нижних своих горизонтах орографически может быть выделен в нижнюю почти горизонтальную зону, захватывающую в свой состав значительную группу шлаковых конусов Кизылов, и сложенную петрографически преимущественно из андезито-базальтовых потоков и туфовых образований. Расположенные выше ее зоны могут быть характеризованы следующим образом.

а) Несколько выше расположена зона плоских „наплывин“, периферических языков андезито-базальтовых лавовых потоков с расположенным на ней с. Кош.

б) Выше еще, расположен уступ Алагеза, сложенный преимущественно из кислых лав, средней высоты до 450 м, на котором расположены сс. Магда, Караджалар и Аван. Это зона наиболее высоко расположенных селений Алагезского массива.

в) Верхней зоной этих нижних горизонтов Алагеза является характерная конусо-шишковая зона, сложенная из андезито-базальтовых лав более поздних эффузий.

Первая почти горизонтальная зона, характеризуется присутствием группы шлаковых конусов, придающих ей столь своеобразный вид. Среди



Фиг. 16. Район Кизылов.

Этих конусов можно выделить северную группу, состоящую из двух конусов: северозападного (1235 м) и северо-восточного (1290 м), находящегося близко от конца андезито-базальтового потока, спускающегося с севера в районе с. Шамиран. Периферия этого потока, как бы поворачивающего в сторону Кизылов, образует гряду высотой 10—15 м из крупно-глыбовой темной ноздреватой лавы. От этой гряды по направлению к северным Кизылам расположено ровное плато. Плато это сложено из туфовых лав, очевидно, в крайне жидкоплавком состоянии спустившихся с Алагеза и) местами поднявшихся на существовавшие к этому времени шлаковые конусы, местами же только обтекавших их. В районе северозападного конуса произошло образование такого вала из наплывшей туфовой лавы. Верхняя часть этого вала, до 1 м мощностью, сложена из красного туфа, под которым залегает неоднородный черный туф.

У северо-восточного Кизыла не произошло образования из натекавшей алагезской лавы, и здесь мы имеем постоянный контакт между туфовой лавой и красной лавой самого шлакового конуса.

У подножия северозападного Кизыла имеются выходы темной лавы, обладающей глыбовой отдельностью, которая поднимается до высоты 1135 м; лаву эту можно отнести к андезито-базальтам. Выше по склону начинаются пластовые образования красной крайне пузыристой лавы, имеющей брекчиевидный характер. До самой вершины идут те же

шлаковые образования с набросанными на них местами довольно крупными вулканическими бомбами.

На юговосточном склоне этого Кизыла в нижних горизонтах залегает темносерая лава, обладающая мелко-глыбовой отдельностью (на высоте 1125 м).

Отделенная расстоянием в 4 км, на юг от описанных северных шлаковых конусов находится южная группа Кизылов, представляющая аналогичные образования, обусловленные эксплозионной деятельностью Алагезского вулканического района. Однако, соотношения с окружающими лавовыми образованиями здесь представляются несколько иными, причем можно предполагать наличие местных очагов излияния основной лавы, расположенных на северо-восток от южной группы Кизылов.

Сама группа состоит из расположенных на расстоянии километра одна от другой двух главных возвышенностей: юговосточного Кизыла с довольно сложным строением и югозападного, представляющего куполовидную возвышенность, которая окружена высоким воротником андезито-базальтовой лавы.

Лавой, обтекавшей этот район у юговосточного Кизыла, является светлосерая, хорошо закристаллизованная андезитовая лава, надвинувшаяся на шлаковый материал Кизыла.

Морфологически отдельные конусы или вулканчики юговосточного Кизыла значительно различаются между собою. Западный вулканчик из этой группы представляет собою скорлуповатое образование из концентрически облегающих один другого слоистых покровов, не вполне, как показывает фиг. 15, покрывающих друг друга. Каждый из таких покровов в свою очередь является комплексом из нескольких слоев, из которых верхний является более однородным.

Восточный вулканчик имеет другое строение, характерное и для крупных эксплозионных вулканических образований Алагеза югозападного склона. Так, морфологически аналогичным строением обладают два крупных вулканических аппарата: Малый Богутлу (2300 м) и конус Берглю в районе с. Иринд (2120 м).

Этот тип представляет собою несколько несимметричный конус с наслоенным на вершине комплексом, имеющим падение на север. Между северной и южной группами Кизылов несколько на восток расположен самостоятельный очаг вулканической деятельности на периферии массива, включающий в свой состав как шлаковый конус, так и лавовые излияния андезито-базальтовой магмы.

Повидимому, излияния андезито-базальтовой лавы были разделены процессом образования эксплозионных конусов на две фазы.

Так, в нижних горизонтах мы находим андезито-базальтовые потоки, за временем излияния которых мы видим возникновение шлакового не-

большого конуса этого района. Последний почти целиком залит андезитобазальтовой лавой II фазы излияния. Последняя заполнила довольно значительное пространство, достигая на севере и северовостоке лав Алагецкого массива, на западе заняла часть района Кизылов, обтекая, главным образом, северо-восточный и юго-восточный шлаковые конусы.

Район севернее Кизылов, до начинающей более круто подниматься части массива, представляет собой сравнительно ровное пространство, занятое андезитобазальтами и туфовыми образованиями; строение его может быть пояснено следующими данными: новое шоссе от с. Талыш в Эчмиадзин проходит в этой местности по ровному туфовому плато; немного севернее расположен периферический поток Алагеца, конечная часть которого, обращенная в сторону Кизылов, представляет низкий лавовый хребтик с целым рядом глыбовых сопок, подходящих к самому шоссе; лавой является темный андезитобазальт с крупными плагиоклазовыми вкрапленниками. На расстоянии 5—6 км от Шамиранского оврага имеется обнажение лавового языка андезитобазальтовой лавы, представляющей довольно основную разность с большим количеством пироксена. В нижних горизонтах залегают туфо-лавовые образования смешанного характера: темная разновидность липарито-дацитового облика, обладающая под микроскопом коричневатой однородной флюидалной основной массой, и более светлая кристаллическая.

Если данный разрез не дает вполне отчетливого представления о взаимоотношениях андезитобазальтов и туфовых лав, заставляя скорее предполагать более позднее сползание по андезитобазальтовым потокам кислой крайне подвижной лавы, давшей при воздействии газов туфо-лавовые разности, то обнажение, расположенное в расстоянии 1 км на юго-восток, показывает в этом, по крайней мере, районе налегание андезитобазальтов на комплекс туфо-лавовых разностей. Здесь, в верхних горизонтах мы имеем поток аналогичного по микроструктуре андезитобазальта, под которым выступают красноцветные туфо-лавовые и туфовые образования.

Из последних сверху залегает, слоем мощностью до 7 м, красноватая туфовая лава, обладающая характерной столбчатой призматической отдельностью. Ниже залегает розоватая разность, которую по микроструктуре можно отнести скорее к туфам. Под микроскопом столбчатая красная туфовая лава, обладая однородной флюидалного типа аморфной основной массой, включает в свой состав кроме вкрапленников плагиоклаза и пироксена, мелкие осколки пород двух типов: а) более кислых (тип дацита) с трахитовой основной массой и коричневатым аморфным базисом и б) более основных — андезитобазальта с многочисленными столбчатыми кристаллами плагиоклазов и более интенсивно окрашенным железистыми соединениями базисом.

Залегающая же ниже розовая туфовая разность обладает помимо осколков эффузивных пород, также и многочисленными осколками ярко-желтой основной массы туфов и туфовых лав.

Вся юговосточная часть рассматриваемого плато сложена из периферических языков андезито-базальтовой лавы, образующих многочисленные заливы и выступы, у общего контура которых, протянувшегося между с. Франганот и оз. Айгер-гель на протяжении 15 км, расположены в низинах сс. Франганот, Агавнатун, Хизнаус, Агджакала, Кюракянлу.

Если в северной части этого сплошного извилистого потока участвуют андезито-базальтовые лавы самого Алагеза, то в юговосточной, между с. Кюракянлу и Айгер-гелем — очагом, доставившим значительное количество андезито-базальтовой лавы, был тот местный периферический очаг, который залил и восточные Кизылы. Обнажающаяся по указанной периферии черная ноздреватая андезито-базальтовая лава с крупно-глыбовой отдельностью (окрестности с. Кюракянлу) обладает правильно расположенными порами, ориентировка которых с северозапада на юговосток указывает на продвижение лавового потока от описанной группы Кизылов с их не только энергично эксплозионной, но, очевидно, и эффузивной деятельностью. От оз. Айгер-гель на юговосток протягивается уступ, сложенный из серой пористой андезито-базальтовой лавы. Это один из самых периферических потоков основной лавы на южном склоне. Далее на юг тянется ровная долина, образованная аллювием.

Характерным районом является расположенная на расстоянии 2.5 км от Айгер-геля возвышенность Зейва, являющаяся невысоким шлаковым конусом.

Главной породой Зейвы является шлаковая порода, перекрытая сверху плотной красной лавой.

На западном склоне конуса имеются остаточные выходы серой андезито-базальтовой лавы: на восточном же находится гряда глыб черной, пористой лавы, надвинутой, очевидно, на красную.

Оконтуривающие периферию указанных лавовых потоков селения (от Франганота до Кюракянлу) сами расположены на нижнем туфовом плато, которое простирается на юговосток до района Эчмиадзина и покрыто почти на всем пространстве почвенным и растительным покровом.

Восточная часть южного склона, на протяжении от находящегося на склоне Алагеза с. Пираган до Эчмиадзина, является свободной от участия в ее строении продуктов деятельности Кизылов, хотя главными петрографическими элементами являются те же андезито-базальтовые лавы и туфовые образования. Из андезито-базальтов является сложенной значительная куполообразная возвышенность (1200 м), расположенная к западу

от с. Патриндж, которая была окружена туфовыми лавами, спускавшимися по Пираганскому коридору на юг и югозапад; потоки этой же кислой газосодержащей эффузии проникли и на юговосток по направлению к широтному участку русла Абаран-чая у Ошагана. Здесь, в районе с. Кизылтаур, обнажаются чернокрасные очковые и линзовидные разности туфовых лав.

Несколько южнее на левой стороне Абаран-чая, при подъеме от Ошаганского разрыва, пористые андезито-базальтовые лавы, дающие мощный пласт (40 м) покрыты красной туфовой лавой, которая обнажается по шоссе из Ошагана в Эчмиадзин.

На восток от шоссе, на расстоянии 1 км от Ошагана имеется „остаточный район“ — зеленатые, небольшие холмы андезито-базальтов, незатопленные туфовыми лавами и не покрытые туфами. Южное крыло невысокого водораздела района Ошаган—Эчмиадзин, по направлению к последнему представляет обширное невысокое однообразное пространство, слегка холмистое. Эти плоские холмистые образования сложены из темно-серой пористой андезито-базальтовой лавы; небольшие круглые долинки между ними местами покрыты туфом.

Весь этот район — плато — является широким уступом, образованным андезито-базальтовой лавой, кончающимся на расстоянии 8—9 км от Ошагана. У самого спуска с этого потока расположилось с. Новый Ошаган (960 м).

Ниже этого верхнего плато андезито-базальтов, на 1.5—2 км тянется еще более низко расположенное плато-увал, сложенный также из основных лав. Этот более низкий увал простирается на юговосток и скоро кончается в подступающих к Эчмиадзину его садах. Пространство же между этими андезито-базальтовыми увалами-уступами на югозапад по направлению к Самагару — Эчмиадзину, представляющееся почти горизонтальным, покрыто, очевидно, туфами насыпного происхождения.

Обобщая данные, изложенные в настоящей части можно отметить, что характерными чертами геолого-петрографического строения горизонтальной зоны южного склона массива Алагеза, является развитие последовательно расположенных один над другим обширных потоков андезито-базальтовой лавы, изливавшейся как из центрального очага вулкана или периферических очагов, расположенных на главном его массиве, так и из тех периферических каналов, расположенных на самом горизонтальном плато, в соседстве с которыми проявлялась и эксплозионная деятельность периферии.

Следующие эффузии, более кислые по своему составу, формировали исключительно главный массив Алагеза и, благодаря большой вязкости, присущей кислым лавам, не спускались на территорию окружающей

массив горизонтальной зоны, где в течение долгого промежутка вулканической деятельности, в качестве поверхностных образований, оставались сложно построенные андезито-базальтовые потоки с разветвленными своими языками.

Наконец, одна из самых поздних вулканических фаз Алагеза снова, значительным количеством материала, приняла участие в строении периферической зоны массива. На этот раз это была кислая дацитовая магма, которая содержала исключительное количество магматических газов, содействовавших повышению ее жидкоплавкости. Вследствие последней, район излияния этой вулканической порции оказался значительным и пользуясь впадинами древнего андезито-базальтового рельефа он заполнил и нивелировал нижние горизонты вулкана, создавая плато туфовых лав. Еще ниже кластический рыхлый материал нивелировал еще более периферические части массива, засыпая отдельные углубления и неровности андезито-базальтовых покровов и потоков, обладающих, в большинстве случаев, бугристой глыбовой поверхностью.

III. ЮГОВОСТОЧНЫЙ СКЛОН МАССИВА

(Район Пираган — Инаклю — Парби — Назраван)

Район туфовых лав арктического типа на южном склоне Алагеза занимает часть левого склона системы р. Амперт, на правой стороне которого соответственно расположены сс. Дгир и Эргов на разветвлениях Ампертской системы каньонов.

Район развития туфовых лав на востоке примыкает к крайне неровному, бугристому лавовому району, спускающемуся в местность сс. Ангирсак — Перси.

Последний район морфологически может быть расчленен на две части, границей которых является линия сс. Кошабулаг — Ангирсак, расположенных в одной зоне Алагеза.

Выше этой линии район представляет собою целый ряд сопков, составленных из глыбовой лавы, спускавшейся длинными хорошо выраженными небольшими увалами.

Ниже горизонта Кошабулаг — Ангирсак район орографически тоже выражен, как и верхний, рядом хребтиков и сопков глыбовой лавы, но несколько иного характера. Сопки более круты, отдельные глыбы мельче.

На западе район туфовых лав ограничивается р. Амперт, на севере же он начинается на 1 км севернее развалин Кошабулага. Этот район, нивелированный продуктивными излияниями подвижной, благодаря исключительному участию газов, кислой магмы, в свою очередь может быть разделен по характеру слагающих его туфов на верхний — Инаклинский и нижний — Пираганский районы. Первый представляет собою плато туфо-

вых лав, в своей верхней разновидности представленной фиолетовыми пористыми лавами на высоте 1750—2000 м, в то время, как для окрестностей Пирагана характерны различных оттенков малиновые туфовые лавы с большим количеством кластического материала.

Инаклинское плато туфовых лав, покрытое довольно значительными насаждениями низкорослого дуба, орографически характеризуется особенностями, вообще свойственными районам развития строительных туфовых лав.

Среди этого плато возвышаются оставшиеся незаметными отдельные куполы и холмы, образованные более древними излияниями тоже кислой лавы, давшей здесь темносерую разновидность дацитов.

На расстоянии около 2.5 км выше с. Инаклю плато туфовых лав сменяется возвышенностью, образованной излияниями темносерой кислой лавы с правильно ориентированными крупными плагиоклазами.

Северным участком Инаклинского леса является тот, который расположен на южном склоне довольно высокой гряды возвышенностей, тянущейся с северозапада на юговосток. Ниже этой гряды имеется значительно пониженный район, представляющий собою местность, заполненную фиолетовой твердой щелочно-дацитовый лавой со средней высотой около 1940 м. Красные и фиолетовые лавы этого района представляют собою породы, характерные для верхней зоны района туфовых лав арктического типа, в которых перерождение выразилось, главным образом, в изменении окраски, не отражаясь более существенно на изменении физических и механических свойств породы. Кроме того, в верхних зонах этого района встречены туфо-лавовые образования другого типа, а именно: в верховьях оврага, ведущего к Кетаклю, в районе левого берега р. Амперт, около слияния с ним р. Архашан, имеются наиболее высокие зоны распространения цветных туфовых лав.

На левом берегу верхней зоны оврага туфовые лавы выходят мощным пластом: имеются красная и черная разновидности туфовых лав. Черная туфовая лава представляется тонко-слоистым рыхлым вулканическим материалом, местами наблюдаются чисто пемзовые включения (отм. 1835 м).

Образования черной туфовой лавы покрываются темносерой андезитовой лавой с крупными плагиоклазовыми вкраплениями (отм. 1860 м).

Район между Инаклинским оврагом (левый приток Амперта) и восточнее расположенным Кетаклинским покрыт образованиями красночерных туфовых лав. По дороге из с. Инаклю в с. Кетаклю, при спуске в небольшой промежуточный овраг, под этими туфами обнажаются слоистые туфовидные породы, аналогичные обнажающимся в Кетаклинском каньоне (отм. 1735 м).

Несколько ниже, в районе соединения этого района с главным Ампертским каньоном можно наблюдать следующий небольшой разрез

(1.5 км выше Пирагана), обнаруживающий залегание среди туфо-лаво-вых полосатых образований более меланократовых разностей с резко выраженной тонкой полосчатостью; менее меланократовая красная туфовая лава (конгломерат); меланократовый красочерной туфовый конгломерат и красный мелко-пористый (пепельный) туфовый конгломерат (нижние горизонты). Разности более и менее меланократовые туфовых лав не резко отграничены одна от другой и представляют „шировые“ или дифференционные местные фации. Мощность указанного разреза 5—7 м.

На горизонтах 1600—1560 м по этому склону встречаются в поверхностной части желтые туфовые лавы с большим количеством включений черной лавы с полевошпатовыми вкрапленниками и, повидимому, включениями других пород (отм. 1555—1535 м). Ниже, наблюдаются преимущественно выходы желтокрасных туфовых лав также обладающих аналогичными включениями (отм. 1482 м).

На восточной окраине садов Пирагана находится выход черной туфовой лавы. Лава эта с массой мелких включений и более редко расположенными крупными кусками захваченной породы. Эта разновидность туфовой лавы перекрывается плотной, черной, базальтового типа лавой с большим количеством плагиоклазовых вкрапленников, незначительной мощности (не более 1 м) (отм. 1430 м).

1. КЕТАКЛИНСКИЙ ОВРАГ

В месте пересечения дороги из с. Пираган в с. Парби с Кетаклинским оврагом можно наблюдать следующий разрез туфо-лаво-вых образований:

- а) верхним образованием является темная, плотная андезитовая лава, обладающая глыбовой отдельностью;
- б) ниже залегает слой красной туфовой лавы с расположенными в ней темными стекловатыми включениями;
- в) туфовые образования налегают на пласт серой андезитовой лавы, обладающей грубо-плитняковой отдельностью (отм. 1445 м, мощностью 10—15 м).

Этот разрез характерен для Кетаклинского оврага и в верхней его части, выше разрушенной церкви.

В нижней Пираганской части рассматриваемого района в поверхностных зонах развиты, как указано выше, исключительно розовые и малиновые туфовые лавы, служащие строительным материалом, для построек большого с. Пираган.

Как упоминалось выше, орографически Инаклинско-Пираганское плато значительно отличается от более восточного района (Кошабулаг—Ангирсак). Очевидно различие в строении может быть объяснено тем, что первое перекрыто разлившейся туфовой лавой, не вполне нивелировавшей

район (конусы и сопки) в то время, как восточный район не был залит продуктивным излиянием щелочно-дацитовой магмы, благодаря чему он сохранил более бугристо-шишковатый вид.

Точно так же, значительный уступ андезитовой лавы, расположенный ниже Пирагана, оканчивающийся круто у с. Парби, остался незалитым туфовой лавой, потоки которой с одной стороны направились по Пираганскому коридору и окружили андезито-базальтовую возвышенность у Патринджа, другая же часть лавового потока круто повернула на юго-восток и создала увал, направленный к Аштараку.

Резко выраженный крутой уступ юговосточного склона занимает район сс. Парби, Назраван и Такия. Селения эти расположены на плато цветных туфовых лав и туфовых конгломератов.

Плато это покрыто раздробленными и разобщенными в настоящее время участками лавового потока, спустившегося по крутому склону Алагеза между Пираганом и Парби. Один из языков этой лавы, разбитой на отдельные глыбы, спускается по правому склону Кетаклинского оврага к дороге Пираган—Парби (1410 м). Порода из конца лавового языка (1395 м) характерна по порфириновидным вкрапленникам: идиоморфным полевым шпатам и зеленому пироксену, имеющему прямоугольные сечения.

Высота выхода туфовых лав из под налегающего на них покрова черной андезитовой лавы может быть отмечена по тем обнажениям контактов, которые в то же время служат выходами родниковых вод в этом районе. Так, у с. Парби на правом берегу речки на высоте 1175 м выходит родник в контакте между лавой образующей карниз, высотой 5—6 м и подстилающим ее красноватым туфом или туфовым конгломератом. Порода эта макроскопически характеризуется включениями красной лавы, желтыми, пористыми включениями и довольно часто вкрапленниками минералов (полевые шпаты).

Около с. Такия (1255 м) находится каменоломня с разработкой желтого туфа, сверху прислоненная к обычным лавовым потокам. Внизу выходы желтой туфовой лавы подстилаются пластом мелкой пемзы, мощностью 1.5—2.5 м.

В этой каменоломне встречаются: яркожелтый туф с включениями обсидиана и обломков красной лавы, а также краснорозовый туф, генетически связанный с предыдущей разновидностью. Этот туф или туфовая лава характеризуется в форме полос включениями черного блестящего обсидиана или туфа. При выветривании эти туфы дают белую корку.

Дорога из с. Парби в Акерак, на расстоянии около 2 км от первого, пересекает небольшой лавовый язык, представленный, как обычно в этом районе, покровом рассыпавшейся глыбовой лавы, покрытой характерными зелеными лишайниками (1115 м). Этот периферический лавовый поток покрывает здесь выходы красной разновидности туфовой лавы.

На расстоянии 1 км до Акерака дорога пересекает расширенный по направлению к подножию Алагеза язык, сложенный из красной туфовой лавы, включающей в себя большое количество разнообразных включений (обсидиан и пр.). Туфовые лавы и туфы, окаймляющие с юго-востока Алагез, составляя, повидимому, продукты одного излияния, значительно различаются между собой петрографически на протяжении от Акерака до Такия. Можно различить две разновидности:

- а) акеракского типа — желтоватобурочерную с громадным количеством включений и насыпного материала; тот же тип в районе Патринджа;
- б) такийского типа — красную туфовую лаву с черными линзами, аналогичную верхним пираганским разностям.

Речка Шахверд, состоящая из родников района Назраван—Такия, протекает по юговосточному склону, причем правым берегом ее вплоть до круто поднимающегося склона являются туфовые лавы пираганского и акеракского типов, причем покров из черного андезита, очевидно, является денудированным. Левый же берег этой речки представляет полный разрез, внизу которого залегает указанного типа туфовая лава, вверху же имеется резко выраженный карниз черной андезитовой лавы.

Составленный из этих, наиболее молодых эффузий андезитовый массив Назраван—Аштарак перекрыл сформированную террасу, разделив на два участка, из которых верхний ясно выраженный находится выше с. Назраван (см. геоморфологический очерк).

IV. СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА

Строение восточного склона Алагеза может быть выяснено из рассмотрения разреза, даваемого р. Абаран-чай и характерного для того фундамента, на который наслаивались эффузии центрального очага.

Последние могут быть изучены при исследовании, как периферии восточного склона от с. Аштарак к с. Алигочак, так и разреза по впадающей в р. Абаран-чай р. Дали-чай, дающей в верхних горизонтах и разрез кратерных образований. Таким образом, весь сложный и мощный комплекс, слагающий восточный склон вулкана, может быть составлен последовательно из рассмотрения следующих трех частей этого комплекса:

- 1) Разрез р. Абаран-чай у с. Аштарак.
- 2) Пересечение сс. Аштарак — Алигочак.
- 3) Разрез р. Дали-чай и кратера вулкана.

1. РАЗРЕЗ р. АБАРАН-ЧАЙ

(Около с. Аштарак)

Нижним членом абаранского комплекса является мощный, до 30 м, пласт туфовой лавы, слагающий дно каньона. Эта лава дает грубо парал-

лелепедальную отдельность, разбитую системой вертикальных и горизонтальных трещин. Вертикальные трещины, выводящие воду находящегося здесь родника, имеются двух типов: более широкие и мощные, пересекающие сверху до низу весь пласт и отделенные друг от друга расстояниями в 15—20 м; между трещинами первого типа находятся вертикальные трещины, раскалывающие лишь отдельные горизонтальные пласты.

Над этим главным туфо-лавовым пластом Абаран-чая залегает слой черной пехштейновой, рассыпающейся смоляной породы (выход — ниже моста). 3-й
мост

Порода эта ниже по простиранию переходит в розоваточерную туфо-лавовую разность, где те же смоляно-каменные пехштейновые полосы перемежаются с фиолетовыми прослойками. Еще ниже по реке, фиолетовочерная разность кислой лавы переходит в более розовочерную туфовую лаву, в которой черные включения имеют вид не только полосок, но и гнезд и линзочек.

Выше этого характерного, меняющегося петрографически пласта (мощностью около 5 м), залегает яркий красножелтый прослоек, очевидно, являющийся поверхностным образованием туфо-лавового комплекса, напоминающим соответственные образования Арктического района. Характерно участие в этом желтом поверхностном образовании мелких включений, представляющих насыпной материал.

Гипсометрически выше описанного комплекса возвышается на левом берегу за мостом изолированный уступ андезито-базальтовой лавы.

Последняя представляет породу с многочисленными включениями желтого пироксена.

Более высокие горизонты Абаранчайского каньона могут быть изучены на правом берегу реки между с. Аштарак и выше расположенным с. Могни. На всем этом протяжении можно наблюдать последовательные налегания новых эффузий.

Снизу вверх можно наблюдать следующие лавовые пласты, в большинстве случаев отделенные друг от друга образованиями конгломератов. Нижние горизонты слагаются андезито-базальтовой лавой.

Вдоль этого пласта из Аштарака поднимается крайне живописная тропа, идущая по валу, окаймляющему отводный канал. Последний проходит местами через ряд штолен-туннелей, пробитых как в этом пласту, так и в налегающей сверху разности андезита, обладающей тонко-плитняковой отдельностью.

Тонко-плитняковые андезиты с „розетками“ и гигантскими образованиями концентрически скорлуповатой отдельности тянутся на протяжении 1—1.5 км, все время сопровождаясь штольнями, проведенными для отводного канала. Горизонты разделены обожженным розовокрасным

конгломератовым прослоем, дающим пещеры и ходы, использованные при проведении штольни.

Пласт этот поднимаясь вверх по течению реки, как бы, покрывает купол темносерой андезитовой породы с вкрапленниками белых плагиоклазов.

Третьим лавовым горизонтом выше тонко-плитнякового андезита является мощный пласт черной (темносерой) пористо-пузырчатой лавы с мелкими белыми неправильными вкрапленниками плагиоклазов, обладающей глыбовой отдельностью. Эту лаву можно отнести к андезито-базальтам.

Верхним (четвертым) горизонтом лавового комплекса, налегающим на предыдущую черную пористую андезито-базальтовую лаву, является в разрезе Абаран-чая в районе с. Могни плотная темносерая кристобалитизированная лава с микроминдалевидным строением. Внизу этот пласт подстилается красным конгломератовидным андезито-базальтовым горизонтом.

Этот андезитовый довольно мощный пласт (до 10 м) обладает различно выраженным характером отдельности в различных своих частях тонко-плитняковой отдельностью в нижних и верхних горизонтах и массивным сложением в преобладающей центральной зоне. В массивной зоне развиты, преимущественно, вертикальные и косые трещины, сообщающиеся между собою и образующие сетчатую проекцию отдельности.

Над описанным нижним излиянием андезитовой лавы, имеется вновь конгломератовый слой, с расположенными в последнем большими пещерами (2—3 м высотой), поверх которого вновь залегает аналогичная темносерая андезито-базальтовая кристобалитизированная лава.

Весь этот разрез представляет главный фундамент массива Алагеза в нижних горизонтах восточного склона. Плато, на котором расположено с. Могни, покрывает составляющей его лавой описанный комплекс Абаранчайского каньона и спускается небольшим уступом у самого с. Аштарак.

У с. Могни можно видеть некоторые подробности разреза. Так, четвертый пласт андезито-базальтовой лавы, имеющей здесь мощность до 15 м, подстилается шлаковидным прослоем в 1.9 м, который в свою очередь лежит на плотном пропластке (0.9 м) обожженной красной лавы с вкрапленниками плагиоклазов. Под этим пропластком залегает пемзоносный слой, состоящий из мелкой пемзы, песка и мелких обломков черной и красной лавы. Пемзоносный слой от нижележащего суглинистого слоя отделяется пропластком в 15 см, состоящим из отдельных валунов черной плотной андезитовой лавы.

Суглинистый слой в верхней своей части тоже содержит такие валуны. Видимая мощность суглинистого слоя равна 1.5 м.

2. ПЕРИФЕРИЯ АЛАГЕЗА

(Селения Аштарак — Баш-абаран)

Селение Могни расположено, как указано выше, на покрове черной пористой лавы, обильной белыми вкрапленниками плагиоклазов, которая может быть отнесена к андезито-базальтовой магме.

Далее на север у южного конца с. Оганнованк имеется подъем на лавовый язык, образованный крупно-пористой темносерой андезито-базальтовой породой, направляющийся на запад к главному массиву Алагеза. Здесь в районе Абаран-чая мы имеем периферические части этого потока, который, возможно, залил и подножие самостоятельного вулкана Карныярых, расположенного между параллельными участками Абаран-чая и Занги. На протяжении 4.5 км между сс. Оганнованк и Сагмасованк по направлению с юга на север, происходит подъем на этот уступ, в строении которого принимает участие все та же крупно-ноздреватая темная андезито-базальтовая порода.

Этот район правого (алагезского) берега, значительно возвышающийся над соответственным участком левого берега Абаран-чая (карныярыхского), характерен по своему бугристо-лавовому ландшафту. Подъем на этот бугристый лавовый уступ оканчивается за 3 км до с. Иланчолан — плато, расположенным несколько ниже уступа.

Это плато, на котором расположено с. Иланчолан, рядом переходных лавовых образований и потоков соединено с районом бугристых сопков, составляющих восточный борт Пираган-Инаклинского района (лесистая местность). Этот же характерный лавовый уступ на восток продолжается до Абаран-чая, где на нем расположено с. Сагмасованк.

Описанный комплекс, хорошо наблюдаемый в районе сс. Аштарак — Могни уходит выше с. Карпи под следующую группу лавовых пластов, которые у с. Сагмасованк образуют глубокий каньон до 180 м. Здесь обнажается до 6—7 пластов излияний. Каждый вышележащий пласт лавы несколько отступает вглубь от нижележащего, а на конгломератовом прослое, разделяющем лавовые пласты, образуется почвенный слой. Пласты правого (алагезского) берега продолжают и на левом берегу Абаран-чая.

Нижний I пласт представляет из себя очень плотную светлосерую андезитовую лаву, мощностью до 50 м. Конгломератовидный прослой отделяющий I пласт от II вышележащего, состоит из отдельных плотных обожженных кусков андезитовой лавы. Плотные куски этого прослоя имеют по краям шлаковидное пенисто-ячеистое строение. По цвету и строению они резко отличаются от лавовых пластов.

Над конгломератовым прослоем из трещин II пласта выходит родник (помеченный гидрологами экспедиции, № 414). Кроме главного выхода

родника вдоль этого пласта выходит еще целый ряд отдельных струй на протяжении до 100 м.

III пласт (мощность до 30 м), так же, как и II пласт состоит из светлосерого андезито-базальта образованного из не вполне закристаллизовавшегося базиса с листочками плагиоклаза и зернами пироксена, почти без вкрапленников.

IV пласт, как и предыдущие, отделен от III шлаковидным прослоем. Образован он андезито-базальтом, окрашенным в красноватосероватый цвет и имеющим только в средней своей части плотное строение с большим количеством пор; зоны прилегающие к шлаковидному слою имеют брекчиевидное строение.

Между IV и V пластами залегает пласт, метров 2—3, красной шлаковидной лавы.

V пласт лавы представляет собою тоже андезито-базальтовую лаву и как II и III пласты, в нижней части обладает плитняковой отдельностью, переходящей вверх в вертикальную отдельность с редкими горизонтальными трещинами.

Брекчиевидный прослой между V и VI, тоже андезито-базальтовым пластом, очень незначителен.

Весь комплекс андезито-базальтовых пластов прикрыт сверху покровом из андезитовой лавы. Разрез этот виден в небольшой балочке, впадающей справа в Абран-чай, немного ниже с. Сагмасованк.

К с. Сагмасованк с севера прилегает туфовое поле, среди которого сохранились отдельные бугры предыдущего излияния андезитовой лавы, обнажающейся у с. Иланчолан. Туфы тянутся вдоль берега Абаран-чая на правом и левом его берегах на протяжении до 15 км, обнажаясь только у самого берега.

Между с. Караклис и с. Аствацингал среди полей по небольшим балочкам обнажаются темносерые туфы. Они очевидно слагают здесь ровные поля, прикрытые почвенным слоем. В районе с. Аствацингал туфы образуют обрыв к реке в 45 м, продолжаясь и на левом берегу. Туфы тянутся и дальше на север до впадения в Абаран-чай рч. Амбарлу. Почти у устья оврага, впадающего в Абаран-чай, километрах в трех на север от с. Сагмасованк, подходит поток светлого дацита.

Под туфами залегает андезито-базальт, образуя древний рельеф. Обнажения его видны в районе с. Молла-касум и в с. Кушу.

Несколько севернее этого района наблюдается контактная зона с лавами несколько другого габитуса и состава. На севере с. Иланчолан начинаются выходы более светлой серой андезитовой лавы, являющейся более плотной с сравнительно редко расположенными крупными порами. Эта лава, которую можно отнести к андезитовой разности алагезских эффузий, на протяжении 4 км по периферии восточного склона массива

создает характерный ландшафт бугристо-глыбовых лав, отличающихся несколько по характеру рельефа от более южного бугристого района кислых дацитовых эффузий.

На расстоянии 5 км к северу от с. Иланчолан в районе сс. Калача — Агнакег резко меняется ландшафт, местность представляется более nivelированной, с чем связано появление пашен и полей. Возможно, что последние расположены на покрове туфо-лавовых или туфовых образований, скрытых здесь под растительным слоем.

Действительно, в овраге у второго моста по шоссе (7 км от Иланчолана) обнажается черная туфовая порода. Поля эти тянутся на протяжении до 6 км. Далее к северу расположен небольшой уступ, на котором находится с. Каракилис.

Все плато восточного склона испытывает постепенный подъем по направлению к северу, и район устья Дали-чая с сс. Блхер, Каракилис и др. превышает район Аштарака и Могни на 750 м.

Если строение северной части восточного Алагезского плато на протяжении сс. Алигочак — Баш-абаран характеризуется развитием верхних покровов андезито-дацитовых лавы, то южнее расположенная часть, покрытая пашнями сс. Алигочак, Такерлу, Блхер, Каракилис представляет собою плоскую расширенную устьевую часть Дали-чая, строение которой поясняется разрезом протекающей здесь рч. Амбарлу, которая в районе с. Молла-касум впадает в Абаран-чай.

В верхних горизонтах имеем здесь пемзовую мелочь прослойками, среди которой залегают прослойки обломочных лав; в нижних горизонтах — песок с мелкой пемзой.

У устья Амбарлу вся эта свита налегает на черную туфовую лаву на высоте 1720 м.

Ниже впадения Амбарлу в Абаран-чай, на правом берегу последнего, имеется выход пористой, черной, андезито-базальтовой породы, обладающей параллелепипедальной отдельностью.

Еще ниже, по течению реки имеется поток кислой, черной пехштейновой неоднородной лавы, мощностью не менее 10—12 м, повидимому, заливший андезито-базальтовые выходы. Характер отдельности этой кислой лавы резко отличается от более мелкой отдельности андезито-базальтов.

Еще ниже, по течению Абаран-чая, на значительном протяжении выходят массивные темносерые туфы, мощностью не менее 25 м. Разбитые, преимущественно, вертикальными трещинами туфы дают громадные призматические отдельности в районе с. Молла-касум.

Левый берег Абаран-чая, в районе с. Молла-касум представляет древний рельеф, образованный породами отрогов Алибека с прислоненными к ним лавами, морфологически напоминающими алагезские лавы

правого берега. Возможно, что Абаран-чай течет по трещине, прошедшей по периферии алагезских покровов.

Северный участок восточного Абаранского плато между сс. Алигочак и Баш-абаран перекрывается со стороны Алагеза дацитовыми лавами, которые образуют северный лавовый язык, связанный, повидимому, с кратерным образованием на левом склоне Дали-чая.

Дорога из Алигочака в Баш-абаран, через 2 км от первого, поднимается на отрог этого андезито-дацитового языка на высоту 50 м, и на протяжении 4 км идет по неровной глыбовой лавовой поверхности и на 7 км от Алигочака спускается с этой возвышенности и далее идет по низине, расположенной вдоль андезитно-дацитовой ленты Алигочак — Баш-абаран. На восток от этой ленты вплоть до подножия Памбакских гор расположено ровное точно срезанное плато с хлебными пашнями. На этом фоне почти у самых гор, на востоке видны андезито-базальтовые остаточные сопки, затопленные и засыпанные, повидимому, более поздними туфовыми лавами и туфами, создающими этот удивительно ровный рельеф большей части восточного склона Алагеза.

За 2 км до Баш-абарана имеется вновь подъем на оконечность андезито-дацитового языка и довольно крутой спуск к самому селению (на высоту около 30 м). Само селение расположено у подножия уступа (лавового) дошедшего до контакта с противоположными возвышенностями, сложенными из более древних образований.

Пространство между амфитеатром Баш-абарана по направлению к с. Хаджи-багир свободно от образований основной лавы и покрыто пашнями.

V. ПЕРИФЕРИЧЕСКИЙ РАЙОН ТРЕЩИННЫХ ИЗЛИЯНИЙ

Северозападная и отчасти западная оконечности массива Алагеза, на которых развиты сложные комплексы туфо-лавовых пород арктического типа, как на плато сс. Сонгурли — Махмуджук, так и южнее на участке Согутли — Мастара, соприкасаются со сложным районом трещинных излияний. Последний район, изученный в 1928 г. протяжением с севера (против с. Сонгурли) на юг (против с. Мастара) до 22 км, а с запада (с. Кырых) на восток (с. Богаз-кясан) до 8 км, является лишь частью громадного вулканического района с запада примыкающего к главному массиву Алагеза и окаймленному с запада железной дорогой на протяжении станций Агин — Ани — Алагез.

К восточной границе этого района трещинных излияний причленяется ряд возвышенностей, сложенных дацитовой лавой, и направляющихся сюда от Армутли; за 1 км до с. Молла-гочка кончается система этих причлененных возвышенностей и самые большие селения этого района Молла-

гокча и Богаз-кясан расположены на ровном плато, залитом продуктивной фазой излияния дацитовой магмы с перерождением ее на большем пространстве в мягкие разности туфовой лавы арктического типа и нахождением в верхних горизонтах этого комплекса значительных иногда обломков красной, твердой туфовой лавы.

Возвышенности, находящиеся за с. Богаз-кясан входят с одной стороны в сложную систему трещинных образований, с другой — отделяются небольшим оврагом от возвышенностей, причлененных к главному массиву Алагеза в районе высокогорного с. Ширванджук.

Часть моногенного района, находящаяся сейчас же за поднятием на него из Богаз-кясана, представляет картину сильно затопленного позднейшими эффузиями первичного вулканического рельефа, включающего в свой состав большое количество остаточных возвышенностей.

На расстоянии 7 км от крутого Богазкясанского района расположено с. Муслуглю. Селение это окаймлено с северозапада гребнем возвышенностей, составленных из светлосерой дацитовой лавы.

Возможно, что возраст вулканических образований более низких остаточных куполов и холмов с одной стороны и более высоких образований — дуги-гребня около с. Муслуглю — не одинаковый.

Последние представляются более молодыми эффузиями.

Южнее района последнего селения расположено более высокое ровное плато, по которому проходит дорога на протяжении 7 км вплоть до довольно крутого спуска к с. Мастара. Дуга-гребень возле с. Муслуглю входит в состав этого плато, имеющего более или менее крутой спуск по направлению к Алагезу.

В краевой зоне этого плато, километра три на юг и юговосток от селения, выдаются куполы, повидимому, остаточного характера.

Восточной границей района трещинных излияний на протяжении от участка против с. Согутли до конуса М. Богутлу служит резко выраженный оригинальный волнистый острый хребтик, отделяющий восточную замечательно ровную часть моногенного плато с с. Муслуглю от находящейся с ним почти в стыке западной оконечности главного массива Алагеза (район Согутли), обладающей постепенным подъемом к Алагезу.

Орографически создается впечатление, что упомянутый острый хребет является острым краем громадной плоской чаши, на которую налита нивелирующая вулканическая эффузия, покрытая сейчас почвенным и растительным покровом.

Характерным является в петрографическом отношении строение крутых склонов трещинного района у самого спуска к с. Мастара. Здесь развиты полосатые, красночерные дацитового типа лавы, обладающие значительным разнообразием в текстуре.

Описанный выше южный участок этого района (Молла-гокча — Му-слуглю — Мастара) довольно резко в орографическом отношении различается от того более северного участка, на котором находится обследованный летом 1928 г. конус Кизыл-даг, с сс. Кырых, Тащ-кала и др.

Последний представляет собою грандиозный шишковато-бугристый район, составленный из однообразных излияний темных, кислых лав, которые можно отнести к дацитовой магме.

Сам Кизыл-даг представляет собою хорошо сформированный конус с крутыми склонами, почти сплошь задернованными; форма его несимметричная. В отношении петрографического строения можно отметить, что по склонам Кизыл-дага до $\frac{2}{3}$ высоты преобладают черные смоляного габитуса обломки коренных пород дацитового состава, а на верхней $\frac{1}{3}$ залегают полосатые чернокрасные стекловатые разности лав, часто обожженные с поверхности, местами же напоминающие шлаковые выбросы.

Но, в общем, участие газов было сравнительно незначительным и Кизыл-даг представляет собою конус прорыва — экструзивное образование, близкое по составу дацитовой лаве, заполнившей эти бугристо-глыбовые поля моногенного района.

Со стороны северной и северозападной (в сторону с. Кырых) данный конус окружен, как бы цирком, в строение которого входит также темная лава дацитового типа.

VI. ЮГОЗАПАДНЫЙ И ЗАПАДНЫЙ СКЛОНЫ

Районы западного и югозападного склонов могут быть рассмотрены в следующей последовательности:

- 1) Талынский район.
- 2) Яшиле - Талышский район.
- 3) Район сс. Мастара — Адиаман.

1. ТАЛЫНСКИЙ РАЙОН

Вторым значительным районом развития туфовых лав арктического типа на западном склоне Алагеза является Талынский район, расположенный на юговосток от района Мастара — Адиаман.

Оба района разделяются системой округлых возвышенностей, среди которых составляющими орографическими элементами являются горы Муху-даг и Оюхлю. Этот лавораздельный район, играющий на этом склоне роль лавораздельного Агрибуджахского хребта Арктиско-Махмуджукского района, значительно в то же время отличается от последнего морфологически.

Агрибужахская система возвышенностей гораздо правильнее сформирована, возможно, отвечая определенным техническим линиям или линиям трещинного выдавливания дацитовой магмы.

Система же, включающая горы Мусху-даг и Оюхлю составлена более сложно из ряда разнородных генетических образований, хотя главным петрографическим элементом является в нем, повидимому, тоже дацитовая лава 1-й фазы излияния, образующая как смоляночерные порфиры, так и светлосерые разности дацитов.

Одна из главных возвышенностей этой системы — гора Оюхлю, покрытая мелкой элювиальной осыпью, обладает сравнительно сравненными склонами и местами лишь сохранившимися скалистыми карнизами отдельных эффузий. Главной породой этой возвышенности является плотная и крепкая розоватофиолетовая порода со стекловидными полевыми шпатами. По химическому составу порода горы Оюхлю является дацитом с несколько иным, лишь по сравнению с алагезскими дацитами, взаимоотношением щелочей и щелочных земель ($R_2O:RO = 1.29$). Потоком, залившим впоследствии эту возвышенность, является чернокрасная туфовая лава с многочисленными включениями.

Еще более древним излиянием этого района является эффузия андезито-базальтовой магмы, от которой сохранились затопленные конусы в районе ниже горы Мусху-даг, обладающие рассыпчато-глыбовым строением.

Еще далее, по направлению к Оюхлю от этих затопленных конусов и холмов андезито-базальтовых лав, возвышается более значительная возвышенность, состоящая из почти черной породы, характерной своими вторичными карбонатами.

Морфологическим различием двух аналогичных „лавораздельных“ систем является то, что Агрибужахская цепь является строго выдержанным лаворазделом, отделившим Арктикское поле туфо-лавовых образований от Махмуджукского, в то же время Мусхудагско-Оюхлинская система возвышенностей вследствие своих орографических свойств не разделяет строго Мастаринского поля туфовых лав от Гезлу-Талынского. Оба последние туфо-лавовые пространства сообщаются между собою переливами туфовой лавы, давшей на этих участках, главным образом, твердые краевые разновидности, расположенные в пониженных местах лавораздельной системы. Так, характерным является заливание туфовой лавой второй продуктивной генерации местности между Гезлу и Мастарой по дороге, огибающей гору Мусху-даг (затопленные конусы и холмы).

Характерным для этого западного склона Алагеза является образование растекающейся крайне подвижной и жидкоплавкой „продуктивной“ магмой ряда террас, отделенных между собой „туфопадами.“

Таковыми „туфопадами“ являются: по направлению к Мастаре — пласт туфовой лавы на левом борту Мастаринской котловины над самим

селением, а в Талынском районе — система возвышенностей Гейси-гезаль и Долгитар.

Большой район между Талыном, с одной стороны, и расположенными в более высокой зоне Алагеза сс. Аралых — Дадалу, с другой, представляет собою двухступенное плато, перегороженное в средней части системой возвышенностей, имеющих простираение: по отношению к плато туфовых лав — поперечное, но по отношению к Алагезу — радиальное. Выше этой системы возвышенностей, как бы следующей высотной зоной распространения туфовых лав является площадь сс. Гезлу и Дадалу. Весь этот район в петрографическом и орографическом отношении представляет собою образование из кислых лав двух генераций, причем более древняя слагает отдельные куполы и возвышенности, затопленные эффузией более подвижной лавы, давшей после перерождения строительные туфо-лавы.

Ниже указанной поперечной системы возвышенностей, поверх которой местами образовались „туфопады“, расположен непосредственно Талынский район. Само с. Талын-армянское расположено у подножия гряды составленной из невысоких возвышенностей, высотой 40—50 м, сложенных из черного смоляного порфира — дацитовой лавы 1-й генерации по аналогии с Арктикским районом. Верхним образованием Талынского плато туфовых лав являются разновидности красных туфовых лав, характерных также и для других аналогичных районов Алагеза. Выше селения на 1 км по дороге в с. Аралых у отводной канавы имеются выходы яркофиолетовой несколько пористой туфовой лавы.

Высота этого нижнего Талынского плато 1500—1600 м. Общая площадь залегания туфо-лавовых разностей арктикского типа в непосредственно Талынском районе может быть предварительно и приблизительно определена в 40 кв. км.

2. ЯШИЛЕ - ТАЛЫШСКИЙ РАЙОН

Значительным районом развития кислых лав, сопровождающихся также туфо-лавовыми разностями, является радиально вытянутая по отношению Алагеза местность, на которой последовательно расположены следующие селения; В. Агджакала (1960 м), Яшиль (1730 м), Каравансарай (1320 м), Талыш (1250 м), Акерак (1500 м).

Район этот с запада примыкает к характерному и однообразному району распространения андезито-базальтовых лав. Морфологически последняя местность, на которой расположены сс. Эшняк, В. и Н. Калакут и др., представляет участок южного склона, накрытый бугристо-глыбовыми лавами.

Выше с. Н. Каргаковмаз видно налегание на андезито-базальтовые покровы, характерные для Агджакалинского района, кислой дацитовой магмы с большим количеством плагиоклазов.

Различие в петрографическом отношении нижней основной массы и налегающей кислой, видно в овраге, тянущемся в меридиональном направлении западнее с. Н. Каргаковмаз. Смена здесь с высотой андезито-базальтовой более кислой дацитовой лавой отвечает аналогичной смене, которая наблюдается в районе В. Агджакала.

На востоке этот нивелированный коридор с фиолетовокрасными — то твердыми лавами (Шамиранский район), то мягкими туфо-лавовыми разновидностями (В. Агджакала) примыкает к более сложному в петрографическом отношении району Диан — Кош, который является более крутым участком Алагезского склона.

Это строение поясняется следующими наблюдениями: на восток от с. Акерак расположен черный, небольшой хребет, вытянувшийся к югу от с. Диан. Он представляет характерный показательный пример заливания кислой лавой более ранних излияний, составленных андезито-базальтами. Последние группируются в виде острых конусов и шишек составляющих острый хребтик.

Все селение и спуск к с. Диан состоит из кислой, черной пехштейнового типа лавы (дацит), которая является характерной для всего пространства Караджалар — Магда — Диан.

Эта лава слагает верхний пласт ущелья, проходящего у последнего селения. Каньон между сс. Богчаджук — Яшиль представляет собой в своей нижней части дацитовую лаву, очевидно, являющуюся петрографическим эквивалентом туфовых образований. Пласт этот обладает характерной — грандиозного масштаба — отдельностью.

На восток от этого хребта вплоть до Главного и Магдинского оврагов и основного уступа Алагеза район представляет сравненную залитую кислой лавой местность.

В более высоких горизонтах окрестностей с. Богчаджук видно соотношение между продуктивной фазой излияния и предшествующим излиянием тоже кислой магмы (аналогия с Артиком), в свою очередь, очевидно, налегающей на более древние андезито-базальты. Последнее излияние орографически выражено значительными конусами бугристо-глыбовой лавы, возвышающимися над районом с. Богчаджук. Петрографически мы имеем здесь те же две главные разновидности кислых лав, которые принимают участие в строении района Амперта и Архашана, т. е.: а) светло-серый трахитовидный дацит ампурдагского типа с белым плагиоклазом; б) черный дацит с флюидально расположенными белыми плагиоклазами.

В длину по протяжению с севера на юг рассматриваемая площадь имеет 13 км, наибольшая ширина на высоте Караван-сарая равняется 4 км, так что можно принять общую площадь занятую комплексом лав, вместе с туфовыми лавами, равной, приблизительно, 52 кв. км.



Фиг. 17. Родник в с. Талыш.

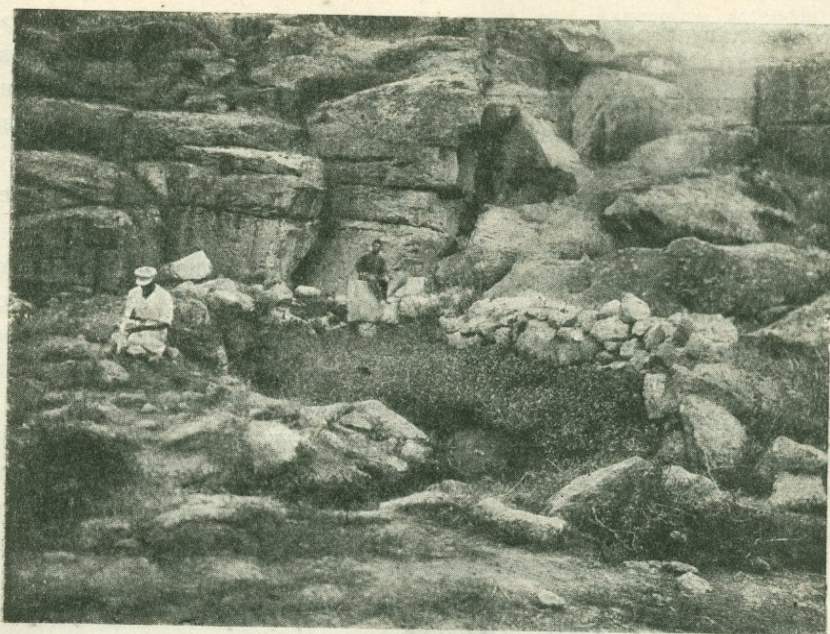
Рассматриваемый район в нижней части от Талыша до Акерака является крайне пологим и спокойным, выше же от Акерака до Яшиля наблюдается ряд невысоких лавовых „террас“, образованных или рядом последовательных эффузий, или „наплывинами“ задерживаемой неровным рельефом продуктивной толщи туфовой лавы.

Почти на всем протяжении от Талыша до Яшиля туфо-лавовой „покрышкой“ служит твердая красная туфовая лава, аналогичная верхним образованиям Арктикского месторождения; выше, в окрестностях Яшиля встречаются разновидности черной туфовой лавы с многочисленными включениями.

Недалеко от подножия шлакового конуса с месторождением пемзы, на правом берегу оврага выходят туфовые лавы арктикского типа, довольно мягкие — красивых фиолетоворозовых тонов.

На неравномерный характер уклона Яшиле-Талышского плато указывает то обстоятельство, что на протяжении 5 км от Талыша до Акерака относительная высота плато повышается на 300 м, в то время, как в более крутой верхней зоне — на протяжении 2.5 км от Акерака до Яшиля подъем достигает 220 м.

„Воротами“ для излияния туфовых лав Яшиле-Талышского района служили верховья Акеракского оврага и междуовражье на восток от шлакового конуса с пемзовым месторождением (высота 951 м). Запирающие



Фиг. 18. Шамиранский каньон. Родник у с. Шамиран.

в этом районе междуовражье поперечные увалы андезитово-базальтовой лавы были поверху залиты у с. Сичанлу кислой продуктивной фазой излияния, которая прорвалась, главным образом, по оврагу и залила Яшиле-Тальшское поле туфовой лавой арктического типа.

Видимая мощность туфо-лавового комплекса вместе с материнской породой трахилипаритового облика имеет в овраге величину около 20—25 м.

Довольно значительный участок туфовой лавы находится также ниже с. Н. Агджакала. Этот участок, как и все районы развития туфовых лав арктического типа, своим спокойным характером резко отличается от окружающего конусо-шишковатого ландшафта, среди отдельных сопок и конусов которого он расположен.

Отдельные участки, занятые туфо-лавовыми образованиями, заняты в большинстве случаев пашнями.

Строение нижней части Яшиле-Тальшского района в своей расширяющейся по направлению к с. Шамиран части хорошо поясняется разрезом Шамиранской части того же главного оврага, который разрезает вдоль все плато туфовых лав.

Резко выраженные в Шамиранском овраге отдельности горных пород получаются от системы двух горизонтальных трещин, разделяющих

фиолетовую лаву на резко выраженные три горизонта, из которых наиболее мощным, до 10—12 м, является средний пласт. Кроме того, системой вертикальных трещин весь комплекс этот разбит также на вертикальные „призмы“. В итоге получается своеобразная форма отдельности в виде громадных параллелепипедов (фиг. 18).

Вблизи „контактных“ линий, вдоль вертикальных трещин, образуется ряд пещер.

Весь этот комплекс сверху перекрыт красной туфовой лавой, носящей в значительной степени характер туфа вследствие содержания большого количества включений. В некоторых местах, как, например, окрестности с. Талыш, между основной толщей и красной туфовой лавой залегает пласт пятнистой — „тигровой“ туфовой лавы.

Сопоставляя различные участки (Талышский и Шамиранский) оврага, рассекающего все Яшиле-Талышское туфо-лавовое поле, можно отметить

следующие стадии образования оврагов, являющиеся типичными для всего района.

1) Вскрыто и денудировано два верхних слоя (фиг. 19) вплоть до главной фиолетовой породы — тип неглубокого оврага, проходящий через с. Талыш.

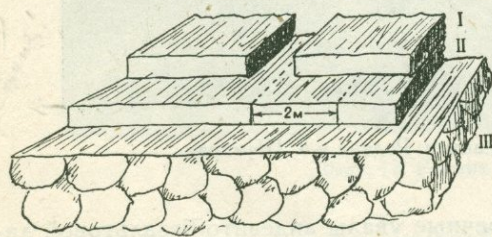
2) В случае денудации верхних цветных горизонтов и образования более глубокой трещины

(тектонической), рассекающей основную толщу кислой лавы, превращенной в фиолетовую шамиранскую разность, получается каньонобразный более глубокий овраг шамиранского типа. Ниже лежащие лавы других химических типов (дацитового и андезито-базальтового) оврагом не прорезаны, чем отличаются от более глубоких каньонов ампертского и архашанского типов (80—100 м).

В связи с распадением на отдельности и образованием оврагов стоит и выветривание туфо-лавовых полей, обнажающее пространства туфовых лав от верхних твердых „покрышек“ и открывающее поверхности технически полезных мягких пластов лав арктического типа. Здесь на основании изучения района от Талыша до Нижней Агджакалы можно предположить следующую схему выветривания.

Физическое выветривание

1) Распадение на крупные квадратные плиты размерами 1 м × 1 м × × 15—16 см (толщина плит).



Фиг. 19. Характер отдельности лав Талышского каньона.

2) Дальнейшее растрескивание плит под влиянием инсоляции на куски прямоугольной формы, размерами 10 см × 10 см × 3 см.

3) Раздробление в щебень, который покрывает равномерным слоем поля, занятые туфовыми лавами.

Химическое выветривание

Обволакивание отдельных кусков белым карбонатным налетом (2—3 см) и последующее почти полное перерождение лавы.

3. КОНУС БЕРГЛЮ

Крайне своеобразный по характеру слагающих его вулканических образований конус Берглю находится на югозападном склоне массива в районе сс. Иринд и Мегребан в области развития кислых дацитовых излияний и их туфо-лавовых разностей.

Фундамент Берглю вскрывается Мегребанским оврагом, схематически строение которого характеризуется следующими данными.

Дно Мегребанского оврага образовано очень плотной красной туфовой лавой. Над этим красным туфо-лавовым пластом, образуя откосы оврага, залегает буроватозеленый тип туфовой лавы с черными включениями. Этот комплекс краснобурых туфовых лав является той нивелировочной плоскостью, на которой расположено с. Мегребан (I плато).

Над этим комплексом залегает комплекс дацитовых лав, общей мощностью около 40 м, состоящий из нижнего горизонта — светлосерой дацитовой лавы и верхнего горизонта — темной лавы, образующего ясно выраженное плато (III плато). Участок последнего плато, примыкающий к Мегребанскому оврагу, является, повидимому, денудированным, и на обнаженном таким образом горизонте светлосерых дацитов у подножия конуса Берглю расположено с. Иринд (II плато).

В состав нижней части Берглю, повидимому, входят измененные газы эквиваленты лав III плато, примыкающего с северозапада к конусу.

Лавы эта представляется по внешнему виду разнообразной, что указывает на значительное разнообразие явлений газинации, сопутствовавших формированию конуса Берглю: преобладающей является розоватая лава, переполненная стеклообразными полевыми шпатами, но имеются также резкие переходы в полосатые разности, в которых черные полосы чередуются с розовато-черными. Возможно, что излияния, образующие III плато, являются продуктом вулканической деятельности самого паразитного вулкана Берглю.

На это указывают и морфологические особенности конуса, который с северозападной, так же, как и с северо-восточной стороны окружен правильно сформированным валом, представляющим, возможно, древний

кратер Берглю, внутри которого образовался впоследствии новый конус, представляющий собственно гору Берглю.

Последний в нижней своей части, на высоте 30—40 м совершенно задернованной и округленной, дает две зоны: более пологую в нижней части и более крутую в верхней. На высоте 30—35 м над дном древнего кратера, Берглю опоясан сравнительно плоской кольцевой площадкой, на которой, отступив метров 5 от края, возвышается округленный конус с вертикальными почти стенками. Возможно, что эта верхняя часть — „шишка“ — является конусом выдавливания, подобно игле Mont-Pelé. Главной породой верхней иглы является неоднородная по окраске, очевидно обожженная, сероваторозовая кислая порода; вместе с ней в состав иглы входит розовая порода с включениями плотной черной лавы, имеющая брекчиевидный габитус.

У своего основания игла „обернута“ крайне сложным крупно-брекчиевым образованием, в состав которого входят обломки черной дацитовой и обожженной лавы, чернокрасные туфовые лавы и, наконец, куски желтой берглинской пемзы. Последние брекчиевые образования прислонены к главной породе иглы и как бы окружают футляром главную иглу.

На юг от конуса Берглю у его подножия находится останец от денудирования района, возможно принадлежавший более древнему кратеру и образующий в настоящее время род „воротника“ конуса. Породы, его слагающие, обладают параллельным расположением пор и включений: здесь точно так же наблюдаются постоянные переходы в розовую разность, представляющую продукт воздействия газов, сопровождавших последние стадии формирования Берглю.

Месторождение пемзы конуса Берглю. Вблизи конуса, на расстоянии 1 км над туфовым плато, прорезанным оврагами, возвышается своеобразное плато, составленное из перемежающейся пачки как бы спрессованной брекчиевидной пехштейно-обсидиановой породы со слоями такой же породы, переполненной плитчатыми „включениями“.

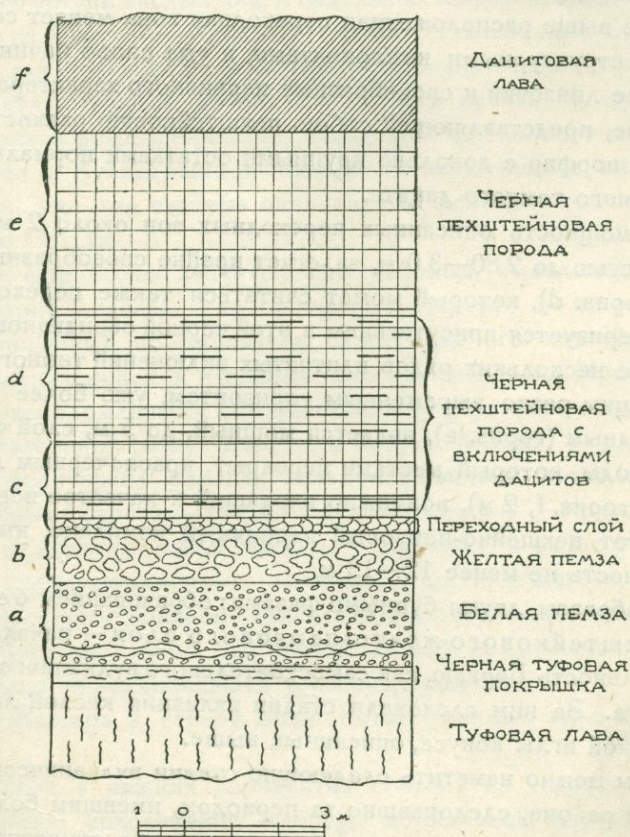
Эта порода является несколько измененным литологическим эквивалентом той черной пехштейновой дацитовой породы, которая залегает непосредственно над нижним месторождением пемзы.

Эта черная пехштейновая порода является переходной между обсидиановой „брекчией“ и настоящими дацитами.

Комплекс обсидиано-пемзовых образований окружает широким полукругом с северной и северозападной стороны периферию горы Берглю и является остатком от денудации того мощного комплекса, крайне своеобразного по физико-химическим условиям своего генезиса, который явился результатом первой стадии деятельности паразитного вулкана Берглю.

Выяснение генетических условий этой вулканической стадии может быть произведено на крайне показательном разрезе, даваемом этой толщей у северного склона конуса.

Налегает этот пехштейно-пемзовый комплекс на пласт белой мелкой пемзы (гориз. а), залегающей слоем не менее 2—2.5 м вместе с другими мелкими рыхлыми продуктами деятельности Берглю. Комплекс



Фиг. 20. Разрез пемзового месторождения конуса Берглю.

снизу начинается слоем крупной желтой пемзы, залегающей вместе с незначительными остатками неперерожденной лавы, мощностью 1.25 м (гориз. b). Размер кусков желтой пемзы (10 × 7 см) и главное их взаимное соотношение дают полное основание предполагать не наброс пемзового материала или снос его, а своеобразное образование *in situ* путем раздробления на остроугольные обломки нижнего горизонта пехштейно-дацитовой лавы при выделении магматических газов. Это представление особенно подкрепляется существованием ряда переходных образований между этим

„коренным“ слоем желтой пемзы и залегающим сверху черным пехштейно-дацитовым комплексом, нижней частью которого является и месторождение желтой пемзы.

Переходные зоны снизу вверх последовательно выражаются появлением следующих новообразований: желтая пемза становится более плотной и приобретает красножелтый оттенок; выше в этой красной плотной пемзовой разновидности начинают встречаться „включения“ черной смоляной лавы; еще выше расположенная переходная зона меняет соотношение между этими структурными компонентами, и уже снова начинают встречаться красные линзочки и своеобразные первичного характера включения в лавовой зоне, представляющей собою пехштейновую разность или черный смоляной порфир с довольно крупными остатками нормального обожженного красного темного дацита.

Общая мощность описанных переходных зон около 2 м (гориз. с). Выше, мощностью до 2.80—3.0 м, залегает крайне своеобразный горизонт комплекса (гориз. d), который может считаться также переходным и который характеризуется присутствием в этой черной обсидиановой брекчиевидной породе нескольких рядов плитчатых включений темного дацита.

Следующим резко выраженным горизонтом, уже более петрографически однородным (гориз. e), является мощный, до 5 м, слой черной обсидиановой породы, который местами перекрыт красным лавовым образованием (гориз. f, 2 м), возможно входящий в качестве верхнего образования в этот пехштейно-пемзовый первичный комплекс, имеющий суммарную мощность не менее 12—13 м.

Таким образом, двумя бурными фазами: образованием белой пемзы и черно-пехштейнового желто-пемзового слоя — началась вулканическая деятельность Берглю, как самостоятельного вулканического небольшого аппарата. За ним следовали стадии излияния кислой лавы и выдавливания вязкой иглы конуса, описанные выше.

В общем можно наметить следующие стадии вулканической деятельности в этом районе, следовавшие за периодом, имевшим большое значение для всего Алагеза и давшим в качестве вулканологического продукта розовофиолетовые туфовые лавы.

- 1) Выбросы вулканического пепла и мелкой белой пемзы.
- 2) Излияние крайне богатой газами пехштейно-обсидиановой дацитовой лавы, образовавшей в нижних горизонтах слой желтой пемзы.
- 3) Образование древнего кратера и излияние вновь дацитовой лавы (образование темных дацитов).
- 4) Возобновление эксплозионной деятельности. Формирование двух нижних зон конуса путем насыпания рыхлого вулканического материала. Образование нового внутреннего кратера.
- 5) Выдавливание вершинного конуса — иглы.

Имея много общего по своим морфологическим особенностям с другим конусом западного склона массива — Малым Богутлу, Берглю в отношении петрографического состава и фаз вулканической деятельности значительно от первого отличается.

4. РАЙОН сс. МАСТАРА — АДИАМАН

В пределах исследованного района западного склона, ниже главного высокогорного уступа кислых лав, в отдельных амфитеатрах которого внизу расположены сс. Согутли—Адиаман—Агакчи—Ших-хаджи, орографически выделяются два значительных уступа, отходящих от Алагеза в направлении на югозапад. Первый из них может быть назван Мусхудагско-Оюхлинской системой возвышенностей, отходящих от главного массива в районе сс. Агакчи и Кульдарвиш и тянущихся на югозапад на протяжении до 11—12 км, где эта система оканчивается довольно значительной возвышенностью Оюхлю.

Вторым, еще более значительным районом, выделяющимся на югозападном склоне Алагеза, как орографически, так и петрографически, является моногенный по характеру слагающих его лав Карабурунский массив, причлняющийся к главному массиву между сс. Иринд и Верхняя Агджакала, расположенными соответственно у двух паразитических вулканических образований (конус Берглю и конус 1900 м).

В периферических районах западного склона расположенных как между указанными отрогами (район Талын-армянский — Крмизлу), так и на северозапад от первого (район Мастара — Адиаман) и на юговосток от второго, расположены пониженные, долинные участки Алагеза, для которых в петрографическом отношении является характерным заливание их крайне подвижной, богатой газами, дацитовой магмой, создавшей туфовые лавы арктического типа, нивелировавшей указанные районы.

Над с. Мастара к северу навис поток сложных туфо-лавовых образований.

Поток этот в нижних горизонтах состоит из черных туфовых лав, почти полностью сохранивших габитус нормальной черной дацитовой породы.

Далее видны переходы в горизонтальном направлении в грубые красные и малиновые тона, еще выше, наблюдается переход в яркофиолетовые туфовые лавы арктического типа. Можно наблюдать в этом районе такие же характерные глубокие колеи, как в Кипчагском районе. Плато это поднимается на 50—60 м над Мастарой. Здесь имеется довольно высокий купол, состоящий из андезито-базальтовой породы с макроскопическими выделениями пироксена и флюидално расположенными тонкими порами, заполненными вторичными белыми карбонатами. Этот андезито-базальтовый купол является продуктом более древнего образования, вокруг которого

произошло обтекание туфовыми лавами. Остатки последней видны и по правому склону небольшого оврага, отделяющего моногенный район от алагецких образований.

Строение более высокого района сс. Мазарджук—Пиртикян поясняется небольшим каньоном, проходящим в направлении северозапад—юго-восток, восточнее с. Пиртикян, глубиной до 15 м. Здесь выходят пористые пепельнофиолетовые туфовые лавы, дающие пластовую матрацевидную отдельность. Начало более глубокой части каньона, выше с. Пиртикян, находится на высоте 1803 м.

В районе с. Мазарджук поле туфовых лав и родственных им пород суживается, причем своеобразные „ворота“ образованы здесь породами другого типа (нормальные дациты). „Склоны“ прислоненные к району М. Богутлу, образованы потоками серой дацитовой лавы с флюидално расположенными плагиоклазами и ясным макроскопическим кристобалитом в основной массе. Лава эта обладает крупной параллелепипедальной отдельностью.

Внизу залегает конгломерат; мощность всего обнажения около 10 м

Выше „ворот“, прижимающихся к М. Богутлу, рельеф местности несколько изменяется, делаясь более неровным, несколько бугристым, сохраняя все же характер „плато заливания“. В петрографическом отношении происходит замена туфовых лав арктического типа, очевидно, первоначальной материнской разностью—светлосерым дацитом (обнажение у с. Агакчи).

Характер потока остается тот же, что у туфовой лавы.

Выше с. Агакчи по направлению к с. Адиаман расположено широкое, ровное плато, окаймляемое на западе высокими холмами, сложенными из кислых лав более раннего излияния.

Вторым районом распространения туфовых лав арктического типа является Адиаманское плато, спускающееся от района возвышенностей Кизыл-зиарата и Адиамана к западу от высоты, приблизительно, 2050 м. Местность эта представляет собою котловину, заполненную излияниями туфовой лавы арктического типа. Цвет лавы—пепельнофиолетовый и серый. Все постройки с. Адиаман сложены из этой слабофиолетовой туфовой лавы. Так как каменоломен не имеется, то население пользуется более плотными и тяжелыми разностями, залегающими в верхних горизонтах.

Левый борт Адиаманской котловины составлен из гряды черной, почти смоляной лавы щелочно-дацитового типа с порфировидными вкрапленниками плагиоклазов.

Продуктивные излияния дацитовой магмы, давшие при своем переждении туфо-лавы разности, спускаясь с западного склона Алагеца достигли в районе с. Согутли более раннего по времени своего образования плато, составленного из трещинных излияний лавы дацитового типа.

Площадь, занятая туфовыми лавами арктического типа в верхней зоне этого района может предварительно быть определена в 15 кв. км, при условии же распространения этих туфо-лавовых разностей до района трещинных излияний, технически полезная площадь увеличивается до 20 кв. км.

Возможно, что заливание подвижной лавой продуктивного излияния Адиаманско-Согутлинской котловины происходило не только с запада, но и с северозапада, так как, повидимому, более низко расположенный район Адиаманского плато генетически связан непрерывным лавовым потоком с Пиртикяно-Мазарджукским плато туфовых лав арктического типа. В таком случае Адиаманское поле является лишь ответвлением более обширного района кислых излияний, в состав которого входит и ранее описанное поле туфовых лав, на котором расположены сс. Мазарджук и Мастара.

Общий характер взаимоотношения орографических горизонтов в Адиаманском районе, возможно различающихся и в петрографическом отношении может быть пояснен следующей схемой:

1) верхняя зона Адиаманского амфитеатра, представленная кислыми эффузиями, из под которой выходят родники района (расход воды по данным Б. Д. Зайкова, 0.04 куб. м в 1 сек.);

2) средняя зона — плато с. Агакчи;

3) нижняя зона, представляющая собою Адиаманское плато туфовой лавы.

Возможно, что вторая и третья зоны составляют одно генетическое целое, в отношении слагающих их петрографических образований; в таком случае, как указано выше, так как со второй зоной связано постепенными переходами Пиртикяно-Мазарджукское плато туфовых лав арктического типа, Адиаманское поле туфовых лав не является самостоятельным образованием.

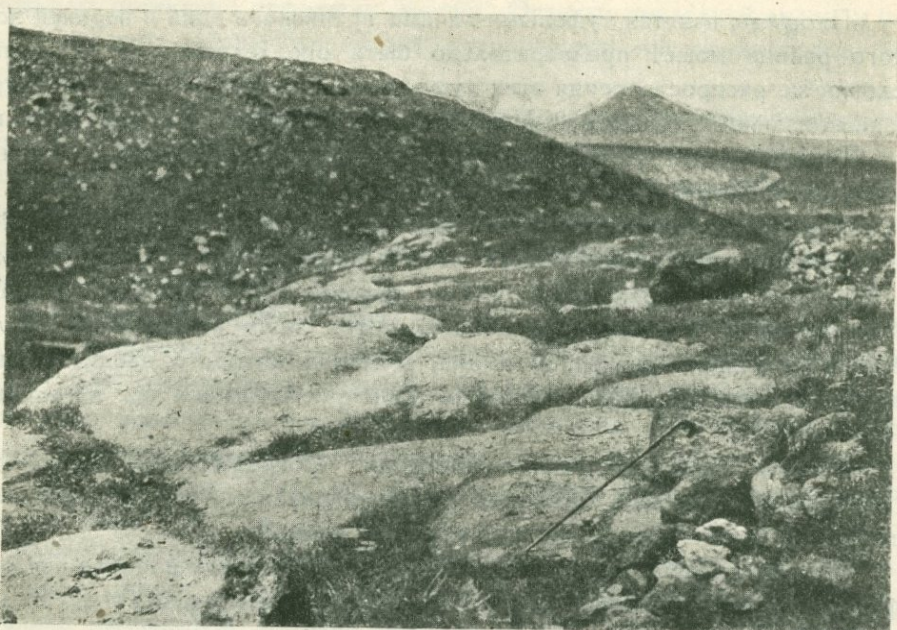
Район Адиаманского уступа кислых лав выше зоны родников (выше 2150 м) представляет широкую долину сложенную светлыми дацитами вершинного типа.

5. РАЙОН АДИАМАНА

Выше с. Адиаман на протяжении 1—0.5 км расположено пологое, как бы нивелированное плато, границей которого является линия, идущая от М. Богутлу на северо-восток 70° .

По этому направлению проходит, повидимому, трещина тектонического происхождения, послужившая началом образования ущелья Азамбек, на левом берегу которого в верховьях находится гора Зиарат.

На северной границе этого плато расположен ряд куполовидных возвышенностей, имеющий простирание северозападное 285° . Возвышенности эти в верхних горизонтах сложены из черной дацитовой лавы 1-го излияния. Главной же лавой, слагающей эти куполы и создавшей при своем



Фиг. 21. Отдельность туфовых лав у с. Адиаман.

продвижении вниз в периферической части эти красноваторозовые брекчиевидные породы, является серая плотная дацитовая порода с белыми плагиоклазовыми вкрапленниками.

Левый борт ущелья Азамбек, прижимающийся к возвышенности, сложен из упомянутой брекчии, которая развита также у периферии этой верхней зоны.

Само плато у этих конусов сложено из туфовых лав арктического типа, причем ближе к верхней части плато имеются переходы в грубые разности красноватофиолетового цвета.

Средняя часть Азамбекского ущелья сложена из серой дацитовой лавы, образующей отвесные стены с двумя направлениями трещин отдельности: горизонтальными и хорошо выраженными вертикальными.

В нижней части ущелья, у его разветвления выше с. Адиаман, у хорошо сохранившейся древней церкви, проходит контактная зона излияния туфовой лавы арктического типа и предшествующего излияния темносерых дацитов и щелочных дацитов, аналогичных тем, которые разлиты в районе левого берега Амперта.

В южном ответвлении этого ущелья имеется контакт а-туфа¹ и нижележащего дацитового пласта, а в правом борту северного — находятся вы-

¹ Арктическая туфовая лава.



Фиг. 22. Выбитые колеи в мягкой туфовой лаве.

ходы брекчии, в состав которой входят обломки темносерой лавы дацитового типа, достигающие размерами до полуметра.

Селение Адиаман расположено на туфовых лавах; в ущелье Азамбек выходят туфовые лавы арктического типа, фиолетового и розоватосерого оттенков.

Для характеристики изменения туфовых лав с глубиной можно привести следующий разрез из каменоломни на правом берегу оврага выше селения:

- а) верхняя зона — красноваторозовая туфовая лава с красными включениями (Адиаманское плато);
- б) средняя зона — буроватая более плотная туфовая лава;
- в) нижняя зона — фиолетовая мягкая туфовая лава, хорошо гвоzdящаяся.

На левом берегу развиты также туфовые разности, применяющиеся местным населением для строительных целей.

Однако, соотношение между мягкими разностями туфовых лав и более твердыми, представляющими переход к нормальным дацитовым лавам, не является постоянным. Например, ниже с. Адиаман главной породой разреза, даваемого ущельем Азамбек, является темнофиолетовая крупнопористая лава шамиранского типа. Интересным является полосовое распределение крупных пор в горизонтальных плоскостях. Имеется несколько

таких горизонтов (до 3), отделенных один от другого зонами плотной нормальной лавы. Размеры пор разнообразны: в верхнем горизонте сечение их не более 2—3 см, в среднем доходит до 1 см и в нижнем горизонте размещены наиболее крупные поры с сечением 5 × 10 см.

В нижних участках ущелья, ближе к М. Богутлу с его пемзовым месторождением, крутые берега сложены из темнофиолетовой более мягкой туфовой лавы, аналогичной разностям, развитым в районе селения; мощность лавового пласта здесь 12—15 м.

Развитые здесь туфовые лавы обладают крупной параллелепипедальной отдельностью с наиболее ясно выраженными вертикальными трещинами.

Простираение вертикальных трещин следующее: для одной системы — северо-восточной 30—35°, для другой — северозападной 285°.

В периферической части туфо-лавового Адиаманского плато, примыкающей к острому отходящему от М. Богутлу хребтику, обнажаются те же вязкие темнофиолетовые лавы.

На не вполне однородный, в петрографическом отношении, характер туфовых лав, хотя и относящихся к одному „стратиграфическому“ горизонту, указывает средняя часть ущелья, где имеется целый ряд переходных лавовых образований, связанных с верхней частью туфо-лавового комплекса.

На расстоянии 200—250 м ниже селения, среди верхних пластов более или менее однородного краснокирпичного туфа, встречаются широкообразные темнокоричневые гнезда, обогащенные „включениями“, среди которых преобладают черные смоляно-каменные дациты.

Еще ниже обнажаются уже черные туфовые породы. Таким образом, предыдущая разность является переходной. Повидимому, эти черные туфовые образования генетически связаны в средней части ущелья с черной пехштейновой лавой, выходы которой имеют протяжение до 500 м.

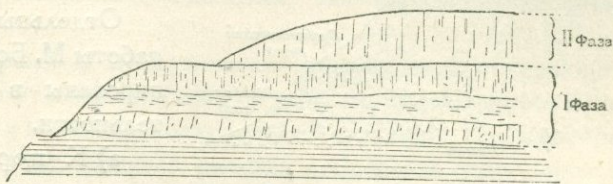
Для этой характерной породы, развитой и на южном склоне в верхних горизонтах района Амперт — Архашан и являющейся, очевидно, материнским эквивалентом туфовых лав, встречаются многочисленные гнезда черного и красного туфов. В отношении характера отдельности, эта часть ущелья также отличается от преобладающей в нормальных фиолетовых лавах отдельности, так как пехштейновые лавы обладают меньшими размерами вертикальных призм и параллелепипедальных глыб, причем переходы эти от нормальных лав крайне резкие, указывающие на генезис их, связанный с процессами остывания. Орोगрафически оба разнородные в петрографическом отношении участка являются совершенно однородными, представляя лишь различные части одного и того же лавового пласта, подвергшегося неоднородному перерождению со стороны магматических газов.

Имеются также разрезы, где сверху вниз можно проследить следующие переходы в отношении цветов верхнего комплекса туфовых лав: красный, бурый и черный.

В нижней части ущелья в том месте, где оно подходит к отрогам М. Богутлу, ниже разведки на пемзу, дно ущелья расширяется, и в бортах его обнажаются не туфовые фиолетовые лавы, а черные лавы дацитового типа.

Левая сторона Азамбекского ущелья, примыкающая к М. Богутлу, покрыта красной туфовой покрывкой, аналогичной верхним образованиям Арктического района.

Район западного склона между сс. Адиаман и Согутли является характерным для изучения этой части массива Алагеза и представляет собою несколько лавовых уступов, сложенных из кислых лав, расположенных над плато туфовых лав Адиамана и Согутли (I плато).



Фиг. 23. Схематический разрез по Азамбеку.

Таких уступов можно считать, по крайней мере, два: II, образующий зону, приблизительно, на высоте 2450 м и III — на высоте около 2500 м. Каждый из них является довольно сравненным плато, покрытым растительностью, на которых разбросаны средних размеров обломки лав, аналогичных черной смоляной дацитовой породе.

Выше III плато тянется в северо—южном направлении цепь сливающихся возвышенностей, составляющих между собою как бы IV уступ, представляющий главный наиболее возвышенный амфитеатр над Адиаманским районом. Возвышенности эти охватывают высотную зону выше 2500 м.

Лавовые потоки, входящие в отдельные уступы, представляют собою часто отдельные лавовые сопки и конусы, составленные из серой и черной разновидностей кислых лав на II уступе; в состав следующего III уступа входят также черные, часто пористые лавы, со следами иногда значительной карбонатизации.

В состав IV плато входят спускающиеся на III уступ отдельные языки серой дацитовой лавы, иногда обжигом превращенной в красноватые разности.

X 6. ГОРА МАЛЫЙ БОГУТЛУ

Возвышенность М. Богутлу расположена в наиболее сложном петрографическом районе западного склона Алагеза и представляет сама по себе пример неоднократно возобновлявшейся вулканической деятельности,

результатом которой, помимо эффузии, а в конечной стадии и выдавливания дацитовой магмы, явились разнообразные рыхлые образования: вулканические пеплы, пески и пемза.

Расположен М. Богутлу в контактной зоне сложного лавового и лавотуфового комплекса центрального очага Алагеза, с одной стороны, и того обширного периферического района трещинных излияний, границей которых служит линия Мастара — Богаз-кясан — Молла-гочча, с другой.

Начало деятельности этого паразитного вулкана следует, так же, как аналогично построенного конуса Берглю, вслед за тем периодом подводного извержения Алагеза, результатом которого явились широко распространенные туфовые лавы арктического типа.



Фиг. 24. Месторождение пемзы Малого Богутлу.

Отдельные фазы вулканической работы М. Богутлу могут быть сгруппированы в следующей последовательности.

а) К первой фазе нужно отнести ту характерную взрывную деятельность, которая создала нижнее месторождение вулканических песков и месторождение пемзы (высота 2100 м). Последнее расположено в нижней части идущего от Адиамана ущелья Азамбек, в месте поворота его к отрогам Богутлу. Ниже месторождения пемзы, дно ущелья представляется более плоским, расширенным, а разрез показывает участие не столько разностей туфовых лав, сколько первоначальной дацитовой лавы в виде черной пехштейновой разности.

б) Пемзоносный слой, мощность которого вскрыта примитивной разведкой. По характеру пемзовых образований данное месторождение не является однородным: встречается ряд разностей, из которых преобладают средне-обломочные (размеры 7×5 см) куски желтоватых и розоватых оттенков, не подвергшиеся полному перерождению и имеющие полевошпатовые и пироксеновые включения. Встречаются более легкие пемзовые образования с волокнистым строением. Над пемзоносным слоем, имеющим видимую мощность около 2,5 м, проходит горизонт в 0,75 м черносерой пемзовидной брекчиевой породы. На брекчиевом горизонте залегает верхний слой этого взрывного комплекса, представляющий собою пласт вулканического песка и ляпила со включениями дацитовой лавы. Наблюдается слоистость. Общая мощность всего этого комплекса, отвечающего первой фазе деятельности Богутлу, не менее 6—8 м.

в) После первой взрывной стадии следовала продолжительная эффузивная стадия, результатом которой явились излияния дацитовой

магмы, образовавшей район, отделяющий нижнее месторождение богутлинских вулканических песков и пемзы от подножия самого М. Богутлу, где расположена верхняя серия вулканических песков. Дациты средней фазы характеризуются стекловатым базисом с хорошо выраженными микролитами и являются значительно карбонатизированными.

г) К третьей фазе, формировавшей этот интересный район, относится месторождение разнообразных песков и ляпилли, залегающее на высоте 2305 м. Пески эти вместе с более мелкими вулканическими рыхлыми образованиями (пеплы) обладают преимущественно серым и темно-серым оттенками. Крупность зерен различна — от мельчайших песчинок до величины горошин (2×3 мм), причем распределение по однородности насыпного материала создает слоистость всего месторождения. В песчаных слоях встречаются в качестве „включений“ светлосерые стекловатые образования.

Среди этой серии рыхлых вулканических образований, обладающих первоначальными серыми оттенками, имеются участки, подвергшиеся некоторой метаморфизации под влиянием последующих излияний. Так, в северо-западной части подножия М. Богутлу имеется небольшой отрог, состоящий уже из краснофиолетовосерых песков, местами уплотненных. Наибольшее уплотнение наблюдается в слоях, близких к непосредственному контакту с налегающей на серию песков чернокрасной дацитовой лавой. Уплотненный песок, своеобразный вулканический „песчаник“, представляет собою под микроскопом незначительные обломки дацита и отдельные обломки вкрапленников плагиоклазов, сцементированных, повидимому, вулканическим пеплом.

Более молодая лава, производшая эти изменения и обжиг, является чернокрасной лавой, обладающей почти полнокристаллической основной массой и зональными вкрапленниками плагиоклазов; микроскопически эта лава, вследствие эндоконтатных изменений, производит впечатление красной породы, так как полевошпатовые вкрапленники получили красный оттенок. Простираение этого одного из поздних потоков Богутлу — северо-восточное.

д) За этими тремя стадиями последовала главная фаза формирования, которая состояла, как в излиянии — „выдавливании“ из кратера Богутлу вязкой кислой магмы, создавшей характерную главную иглу Богутлу, так и в трещинном излиянии той же магмы из двух, почти прямолинейных трещин, сходящихся у паразитного кратера. Направления эти, северозападное — юговосточное и северо-восточное — югозападное, создали крайне своеобразные петрографические образования, играющие также заметную роль в морфологии Богутлинского района.

Одним из главных направлений трещинных излияний, сопутствовавших формированию М. Богутлу, было направление северозападное, параллельно

которому мы имеем вытянутость ряда образований: прежде всего сюда необходимо отнести острый хребтик, протяжением 3 км, отходящий от северозападного склона массива и служащий резко очерченной геоморфологической границей между Адиаманским и Муслуглинским плато. Параллельно этому хребтику, несколько на запад протягивается боковой хребет, среди которого возвышаются две вершинки конуса (высота 2290 м). Породой, слагающей эти трещинные излияния, являются серые и черные дациты, иногда обжигом газов превращенные в розовые разности. Под микроскопом эти дациты являются чрезвычайно мелко-кристаллическими с крупными вкрапленниками плагиоклазов, пироксена, биотита и магнетита. Характерным является присутствие кристобалита, который образует то хорошо сформированные сферы среди основной массы, то заполняет миаролитовые пустоты.

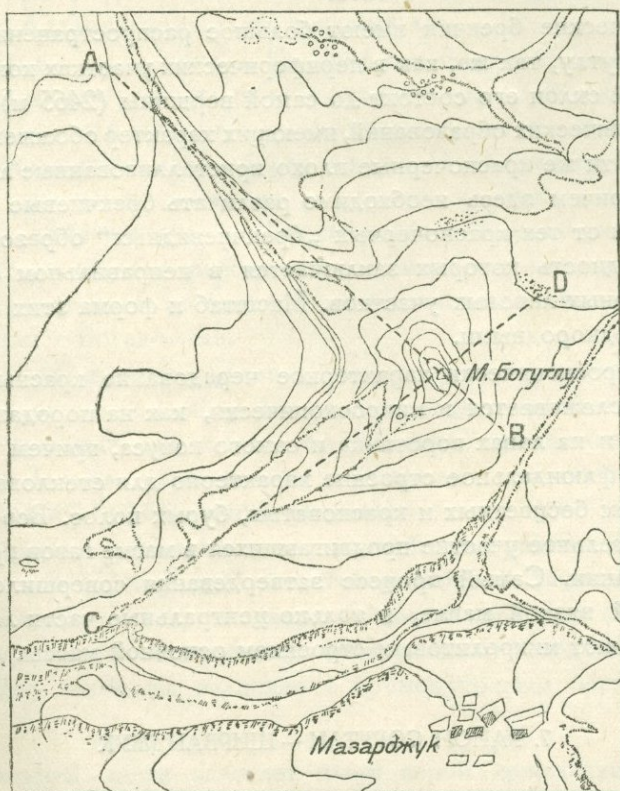
Главный острый хребтик, примыкающий к самому М. Богутлу, покрыт на участке у самого конуса ровным плато, как бы напользшим на него и имеющим уклон к северу. На поверхности это плато дает проекцию призматической отдельности, аналогичной характеру отдельности туфовых лав.

Породой, слагающей это плато, является кислая крайне хрупкая, рассыпающаяся, пористая порода серого цвета. Микроскопически лава эта представляет собою пенистую массу, в ячейках которой находятся мелкие зернышки стекла. Под микроскопом сероватый базис включает мельчайшие иголки микролитов. Вкрапленниками, так же, как в нижележащем лавовом пласту, являются крупные плагиоклазы, пироксены, биотит, магнетит. Плагиоклазовые вкрапленники включают в себя пироксеновые и магнетитовые зерна.

е) Вторым направлением, создавшим трещинные излияния в районе М. Богутлу, было югозападное, согласно которому от „воротника“ конуса, расположенного со стороны, отходит его отрог, состоящий из черной дацитовой лавы, неоднородной по цвету, с красными прослоями, но гомогенной в отношении строения и состава этого лавового пласта. На этот пласт налегает в качестве продукта следующего излияния светлосерая дацитовая порода, представляющая, очевидно, аналог стекловатой лавы северозападного плато. Этот верхний лавовый пласт имеет простирание от Богутлу на северозапад 295° и падает под углом в 20° . Очень характерно, его слоистое сложение, дающее, как бы горизонтальную плитчатую отдельность. Мощность отдельных слоев от 10 см до 1 м. Эта часть, так же, как и „воротник“ Богутлу, производит впечатление вторичной приподнятости, связанной, по всей вероятности, с выдавливанием главного конуса — иглы Богутлу.

Для пород, слагающих югозападные трещинные излияния района М. Богутлу, характерным также является участие кристобалитовых обра-

зований. Здесь в стекловатом базисе обычно находится большое количество кристобалита в форме оспинок, радиально-лучистых розеток и изредка гексагональных табличек. Радиально-лучистые образования часто располагаются по периферии пустоток лавы. Вкрапленники преимущественно плагиоклазовые; очень мало пироксеновых и магнетитовых образований.



Вулканический песок Пемза

Фиг. 25. Район Малого Богутлу.

На пересечении направлений северозапад и югозапад, игравших роль в формировании района путем изливания вязкой кислой магмы через трещины указанных направлений, возвышается сам конус М. Богутлу со своим характерным „воротником“, расположенным на его югозападном склоне.

Строение его можно проследить на склоне, обращенном к с. Мазарджук. Главной породой является черная дацитовая лава с превращенными в красную разность участками. Эти разности образуют как бы отдельные

пласты. Чернокрасные дацитовые лавы переслаиваются с брекчиевыми слоями, которые дают начало образованиям громадных пещер.

Центральные части „воротникового“ мощного комплекса состоят из светлосерой дацитовой разности, для которой, так же, как для периферических трещинных излияний, характерно присутствие мало распространенного в алагезских лавах биотита.

Вулканические брекчии имеют большое распространение в краевых частях М. Богутлу, так же, как в периферических участках конуса Берглю. Так, северный склон его состоит до самой вершины (2465 м) из брекчиевидных вулканических образований, имеющих характер обожженной красноватой лавы. Эти же красочерные плохо кристаллизованные лавы слагают и вершину, причем здесь необходимо различать брекчиевые образования отличающиеся от тех красочерных „брекчиевидных“ образований, видимая неоднородность которых заключается в неправильном чередовании красных и черных лавовых участков. Масштаб и форма этих образований не являются однородными.

Это макроскопически характерное чередование красных и черных участков прослеживается и микроскопически, как на породах трещинных излияний, так и на лавах воротника и самого конуса, причем тонко-полосатое, иногда флюидалное строение характерно для стекловатого базиса с чередованием бесцветных и красноватых, бурых полос. Все это указывает на значительное участие продвигавшихся в магме газов при неполном ее еще остывании. Самый процесс затвердевания совершился довольно быстро в этой вязкой магме, и только центральные части лавовых комплексов обладают микролитовым строением основной массы.

7. РАЙОН СОГУТЛИ — ШИРВАНДЖУК

Наиболее характерным, вскрывающим строение Согутлинского района ущельем является каньон Цедицор (рыбное ущелье) с расположенным у его устья большим с. Согутли. Район последнего представляет значительный интерес по выходящим здесь довольно мощным родникам.

Ущелье Цедицор, спускающееся к Согутли, обнаруживает следующее строение: нижним горизонтом, выходящим у русла потока, являются выходы розовой туфовой лавы; выше расположен следующий горизонт, состоящий из более мягкой фиолетовосерой туфовой лавы арктического типа; еще выше возвышаются слагающие высокий правый борт дацитовые лавы, дающие крупные параллелепипедальные отдельности. На левом берегу Цедицор имеется террасообразное плато, соответствующее по высоте туфо-лавовым горизонтам правого берега. В туфовой лаве этого ущелья наблюдаются многочисленные включения различных типов лавы.

Здесь можно отметить: а) кирпичнокрасные включения, размерами 5×6 см, 2.5×3 см и 2×2 см; б) серые пепельно-пемзовые — 6×12 см, 3×6 см, и реже в) неоднородно-полосатые, наиболее крупные — 10×18 см.

Эта терраса на расстоянии до 3 км денудирована, повидимому эрозийными процессами, от поверхностного излияния дацитовой лавы и представляет собою участок плато туфовой лавы, входящий в состав общего Согутлинско-Адиаманского плато туфовых лав.

Как указано выше, каньон Цедицор в месте поворота своего к с. Согутли представляет несимметричное строение на обоих склонах: правый склон представляет в качестве верхнего горизонта мощный слой дацитовой лавы, отсутствующий в левом борту ущелья. Это обрез тех дацитов верхнего более молодого излияния дацитовой магмы, которые развиты к северу по направлению к Ширванджукско-Махмуджукскому району.

В рассматриваемом районе мы имеем периферические части этого обширного дацитового потока с заметным понижением в направлении линии Согутли — Богаз-кясан.

Далее к северу от ущелья Цедицор, в непосредственном районе с. Согутли, этот контактный район верхних дацитовых излияний и подстилающих их туфовых лав составляет верхнее Согутлинское плато, общей площадью до 3 кв. км, сложенное из туфовых лав и на значительной части лишенное красной туфообразной покрывки.

Это верхнее туфо-лавовое плато окаймлено рядом возвышенностей, образующих соответствующий амфитеатр верхних дацитовых излияний.

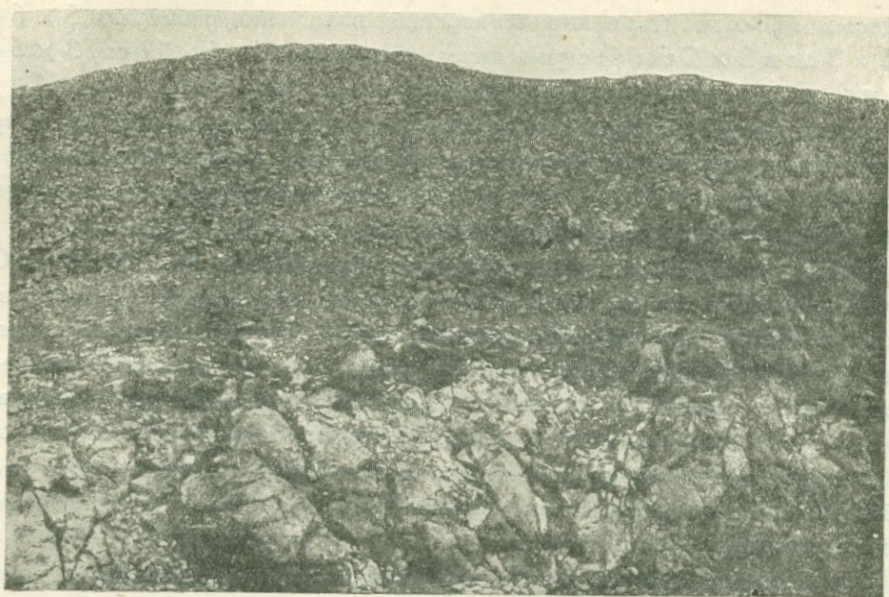
Возвышенности эти, входящие в состав правого борта Цедицор в петрографическом отношении, обнаруживают следующее строение, показывающее две фазы излияния с промежуточным брекчиевым горизонтом:

- а) в нижней части залегает пласт серой кристобалитизированной лавы;
- б) брекчиевый горизонт ясно выражен;
- в) на брекчию налегает мощный слой дацитовой лавы, переходящий в горизонт главного согутлинского горизонта.

В средней части возвышенности значительный участок отпрепарирован от верхней эффузии.

Подстилающее этот дацитовый комплекс Верхнесогутлинское туфо-лавовое поле характеризуется фиолетовыми разностями туфовых лав арктического типа, залегающими в зоне 2100 м.

Ниже расположенное плато туфовых лав с с. Согутли, характеризуется значительным разнообразием: здесь имеются розоватофиолетовые и бледнорозовые туфовые лавы.



Фиг. 26. Правый борт ущелья Цедицор у с. Согутли.

В этой части туфо-лавового плато, смыкающегося к югу с соответствующей частью Адиаманского плато в одно обширное Адиаманско-Согутлинское туфо-лавовое поле, в направлении северозападном 290° проходит, очевидно, древний овраг, являющийся продолжением каньона Цедицор и в последующие фазы вулканической деятельности почти нивелированный излиянием туфовых лав. Остаточное корытообразное углубление указывает на существование первичного ущелья, играющего, возможно, известную роль в гидрогеологическом режиме района.

Для выяснения отношения, существующего между различными разностями туфовых лав, показательны неглубокие каменоломни, находящиеся в наиболее денудированной части ущелья, из которых брался строительный материал для постройки школы и других зданий в с. Согутли. Здесь вскрытыми разработками обнаружен резкий контакт двух разностей: выше по ущелью имеются выходы розовофиолетовой туфовой лавы, ниже же серофиолетовой разности. Участки каменоломни выше выхода розовых туфовых лав вновь обладают серофиолетовыми оттенками.

Среди трещин, пересекающих этот район, можно различать системы трещин отдельности, имеющих простирание северозападное 278° , а также, резко отличающиеся от первых, трещины тектонического происхождения; последние имеют простирание северо-восточное 40° , а также северозападное 330° , с почти перпендикулярным друг к другу направлением.



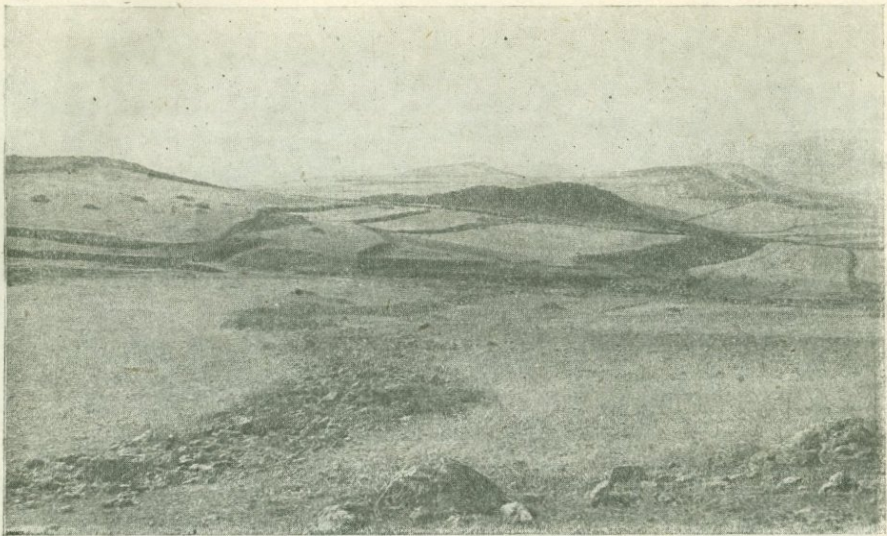
Фиг. 27. Каменоломня у Кипчагского каньона.

Характерно, что упомянутый участок розовых туфовых лав расположен по обе стороны от первой тектонической трещины, возможно повлиявшей повторным выходом газов на превращение главной серофиолетовой разности туфовой лавы в розовофиолетовую (вторичная разность).

Находящееся в верховьях каньона Цедицор левое его ответвление еще яснее выявляет основные черты петрографического строения района: верхний мощный дацитовый пласт отделяется от ниже залегающего туфолавового комплекса отчетливо выраженным пещеро-брекчиевидным горизонтом.

В рассматриваемом районе также ясно различие в характере отдельности верхних дацитовых пластов и нижних пластов туфовой лавы; при аналогичном параллелепипедальном характере отдельности, последняя проявляется в более крупных образованиях — в дацитах, имеющих в горизонтальном сечении от 3 до 4 м, в то время, как параллелепипеды туфовых лав при высоте около 6 м не превышают в поперечнике 1.50—2.25 м.

Дацитовые лавы, покрывающие туфолавовые образования, дающие разрез в каньоне Цедицор, являются характерными для плоского Ширванджукского плато, играющего заметную роль в морфологии района, связующего Моллагокчинское обширное поле трещинных кислых излияний с Махмуджукско-Артикским районом.



Фиг. 28. Характер рельефа, залитого „продуктивным“ изменением туфовой лавы.

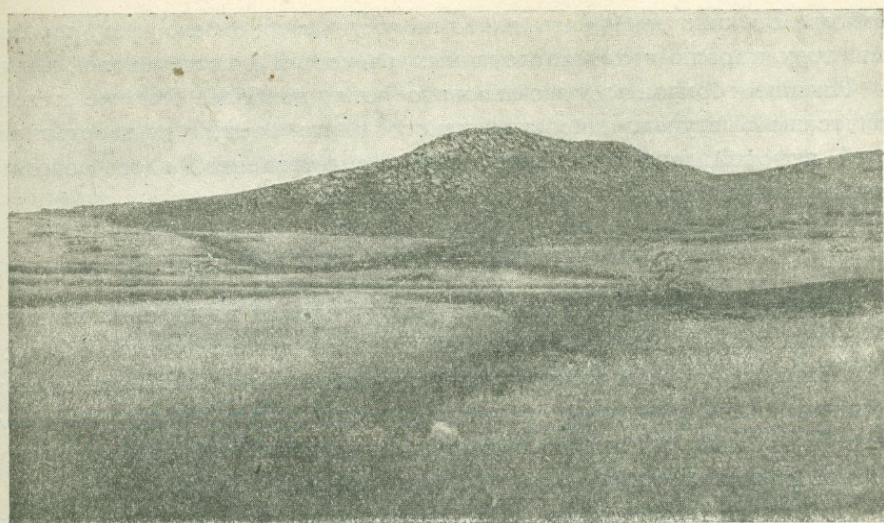
Это значительное плато с расположенным на нем с. Ширванджук подходит под следующий высотный, более крутой лавовый уступ, в районе которого расположены кочевки трех селений: Ширванджук, Махмуджук и Артик. Весь громадный район от Ширванджука до упомянутых кочевков, при общей относительной плоскости, представляет собою как бы отдельные гряды лавовых образований, вытягивающихся по направлению к вершинному поясу Алагеза, а также отдельные сопки.

Преобладающей здесь породой является дацитовая лава с очень неровным изломом.

Часть Ширванджукского плато задернована, и на нем отдельными глыбовыми образованиями расположены лавы дацитов.

Следующий уступ лавовых образований (отм. 2360 м), составленный также из дацитовых лав, дает с лавовыми излияниями ниже залегающих пластов главного Ширванджукского плато контактные родниковые горизонты. Например, серия родников выходит в районе сопки, сложенной из двух разновидностей, повидимому, одной и той же лавы: черной мелкокристаллической и более кристаллической светлосерой, являющихся продуктами одного лавового пласта, несколько различающимися между собою по степени кристалличности и отражающими на себе неоднородные условия застывания дацитовой эффузии.

Несколько ниже, у самых родников, выходит светлосерый дацит, аналогичный тем разностям, которые выходят в самых верховьях Магровского каньона, недалеко от артикских кочевков.



Фиг. 29. Древнее дацитовое излияние (Нахачкарская горка), залитое туфовыми лавами.

Аналогичные лавы слагают поверхностные излияния у махмуджукских кочевков.

Югозападной границей Ширванджукского плато является борт его, обращенный к характерному ущелью, соединяющему Богаз-кясан с Согутли и отделяющему главный массив Алагеза от Моллагокчинского эффузивного плато. Правый борт этого ущелья сложен преимущественно из светлосерой дацитовой лавы, с заключенными в ней крупными брекчиевидными участками. В серой лаве включены розетки скорлуповато-концентрической отдельности в периферической части, переходящей в тонко-плитняковую.

Метров 50 выше, брекчиевидная зона отделяет выходы главной породы ущелья от находящейся выше темносерой разности, характерной по многочисленным полевошпатовым вкрапленникам (аналогия с щелочно-дацитовой лавой левого берега Амперта).

Строение переднего (северного) фронта Ширванджукского плато, обращенного к обширному Сонгурли-Махмуджукскому полю, лучше всего поясняется разрезом, даваемым плато выше самого с. Махмуджук, где имеется довольно значительный овраг (высота около 20 м над туфо-лавовым полем). Здесь над обнажающейся в наиболее глубокой части оврага незреватой кислой лавой залегает пласт твердой разновидности арктической туфовой лавы, мощностью 10—12 м. Над последней залегает черная дацитовая порода, местами обожженная, с образованием красноватых разностей, которая еще выше переходит в неизменный черный дацит с неровным

изломом. Верхние горизонты плато на этом северном его краю сложены из светлых, хорошо кристаллизованных разностей той же кислой магмы.

Нижние горизонты туфо-лавового поля, наиболее близкие к периферическим выступам Ширванджукского плато, состоят из твердых разностей туфовой лавы арктического типа, представленной здесь розовато-красными оттенками.

8. МАХМУДЖУКСКО-АРТИКСКИЙ РАЙОН

Северозападный склон массива Алагез сложен из лавовых излияний нескольких стадий, отличающихся между собою как химическим составом, так и теми физико-химическими условиями извержения, которые, наравне с образованиями различных петрографических типов пород, создавали внутри последних некоторые вариации, выразившиеся в появлении своеобразной разновидности — „туфовых лав“ арктического типа (а-туфа).

По своему химическому типу развитые в рассматриваемом районе лавы относятся как к основным, так и к кислым эффузивным образованиям. К наиболее ранним излияниям могут быть отнесены андезиты-базальты, залегание которых в периферических частях массива является вообще характерным для всего Алагеза.



Фиг. 30. Соотношение нижнего дацитового и верхнего продуктивного излияния.

I — Покровный слой; II — Туфовая лава; III — Дацит.

Кроме того, андезиты-базальтовые лавы встречаются в нижних горизонтах комплекса кислых, преимущественно дацитовых лав, содержащего в качестве одного из последних продуктов деятельности Алагеза — туфовые разности лав арктического типа.

Район развития последних разностей может быть характеризован следующим образом: в пределах изученной местности туфовые лавы залегают двумя лавовыми полями: Сонгурли-Махмуджукским, с одной стороны, и собственно Арктическим, с другой.

Особенности образования этих туфо-лавовых полей находятся в зависимости от характера орографии всего района этой части северозападного склона Алагеза, созданного предыдущими излияниями кислой дацитовой магмы. Эти извержения, которые можно считать первой фазой излияния дацитовой магмы, несколько уклоняющейся по своему составу

в сторону липаритов, создали системы возвышенностей, состоящие из отдельных куполов, холмов и сопок или острых небольших хребтов, вытянутых приблизительно в направлении северозападном — юговосточном. Одной из главных составляющих этой орографической системы является та совокупность гряд, которая тянется в указанном направлении от района сс. Хорум, Имирхан, Кутникишляк через гору Агрибуджах к возвышенности Махмуджук (высота 2227 м), входящей уже в состав верхнего амфитеатра возвышенностей.

Эта система возвышенностей, протягивающаяся на расстоянии около 11 км, при варьирующей ширине 0.5 — 1 — 1.5 км, и является тем лаворазделом, на северо-восток от которого расположено собственно Арктическое поле туфовых лав, а на югозапад Сонгурли-Махмуджукское обширное поле, общей площадью до 20 кв. км.

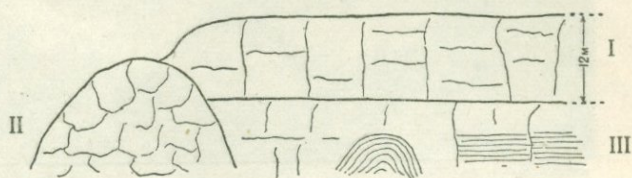
В пределах как одного, так и другого туфо-лавовых полей находятся параллельные главному лаворазделу

системы меньших возвышенностей (например, Нахачкарская линия), в виде тех же куполов, сопок и небольших хребтиков, которые составляли первоначальный рельеф местности и были затоплены той фазой излияния дацитовой магмы, которая или нацело, или частично в верхних своих горизонтах, физико-химическим воздействием выделяющихся из лавы газов, была превращена в своеобразное петрографическое образование с характерными физическими свойствами (небольшой объемный вес, незначительная твердость, гвоздимось), которое может быть названо туфовой лавой арктического типа.

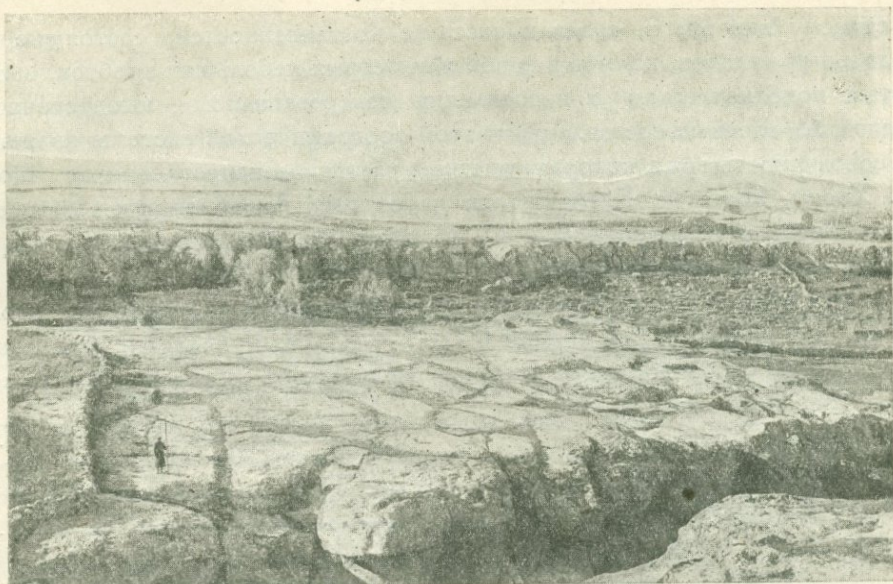
Эти системы небольших хребтов, вытянутых в северозападном — юго-восточном направлении, были залиты излияниями туфовой лавы в своих пониженных частях — перемычках между отдельными вершинами, причем в большинстве случаев последние остались незалитыми туфовой лавой.

Эти сохранившиеся вершинки затопленных поперечных хребтов выходят на современную поверхность туфо-лавовых полей упомянутыми выше конусами и разобщенными сопками черной дацитовой лавы. Возможно, что более низкие возвышенности этих систем, будучи покрыты тонким слоем туфовой лавы, находятся неглубоко под выровненной последним излиянием лавовой поверхностью.

Для подтверждения указанных выводов могут служить следующие наблюдения.



Фиг. 31. Схематический разрез устья Магровского оврага.
I — Туфовая лава; II — Андезитито-базальт; III — Дацит.



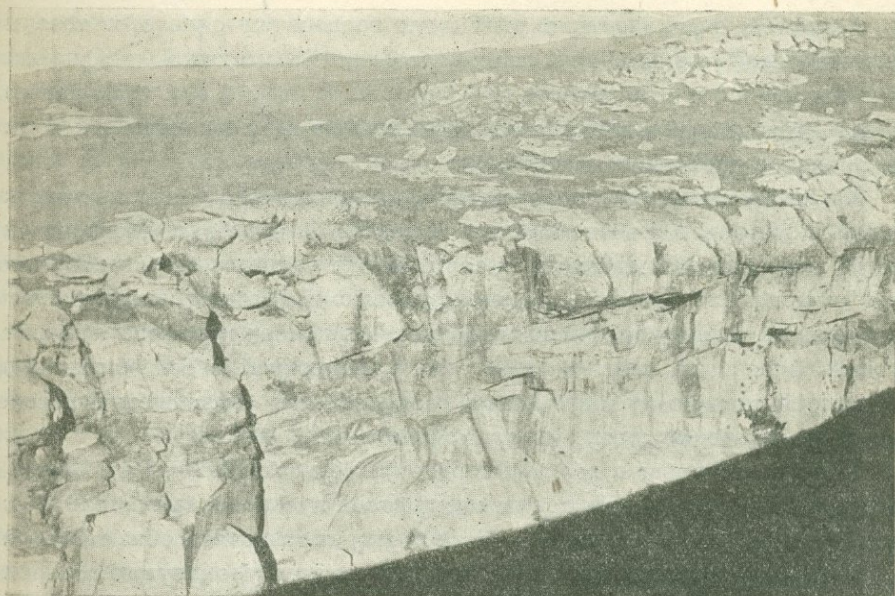
Фиг. 32. Отдельность туфовой лавы на правой стороне Безымянного оврага.

На север от линии, ведущей от Нахачкарской каменоломни к Нахачкарским холмам, имеются выходы дацитовой лавы в форме небольшого купола: обтекавшие его с юга туфовые лавы разрабатываются в каменоломне, которой вскрыта очень мягкая однородная туфовая лава темно-красного цвета. Отдельность здесь призматическая: расстояние между вертикальными трещинами 2—3 м. Мощность арктической туфовой лавы в Нахачкарской каменоломне около 15 м.

По линии Нахачкарских холмов находится ряд возвышенностей, сложенных также бугристо-глыбовой лавой, обладающей теми же морфологическими свойствами. Одним из членов этой группы, являющимся окраиной Арктического месторождения, является верхняя Нахачкарская сопка, находящаяся на расстоянии 0.5 км от каменоломни. Верхняя сопка сложена из более плотной, но в то же время ноздреватой лавы с многочисленными вкрапленниками полевых шпатов и пироксена и, имеет „воротник“ туфовой лавы, получившейся от обтекания дацитовых холмов.

Нахачкарский район со своей каменоломней примыкает с северозапада к Магровскому оврагу, представляющему большой интерес в отношении изучения геолого-петрографического строения Арктического района.

В устьи этого оврага имеются выходы андезито-базальтовых лав, вокруг конусов и „шишки“ которых произошло обтекание периферических языков дацитовой лавы, послужившей материнской породой для образования туфовых лав.



Фиг. 33. Туфовые лавы в верхней части Магровского оврага.

На андезито-базальты налегает нижний пласт дацитовой лавы, причем в контакте образуется брекчиевидно-контактный горизонт, содержащий округленные куски андезито-базальта. Сам дацитовый пласт в нижних горизонтах превращен в мелкую брекчию.

Выше метров 100, нижнее излияние дацитовой магмы образует довольно мощный уступ, созданный, вероятно, предыдущим андезито-базальтовым излиянием. Образования первой эффузии кислой магмы были перекрыты „продуктивным“ излиянием дацитов, давших при своем перерождении туфовые лавы, причем одна часть нового туфо-лавового потока обтекла упомянутый дацитовый уступ, высотой 50—60 м, другая часть слегка взгро-моздилась на него.

На левом берегу Магровского оврага поверх арктических туфовых лав налегает не обычный один-двухметровый слой краснобурого туфа или своеобразной туфовой лавы, а слой чернокрасных туфовых образований.

О возможности неполного перерождения „продуктивного“ пласта в туфовую лаву говорит, например, разрез правого склона Магровского каньона у родника (высота 1845 м). Здесь мощная стена, образующая правый обрыв каньона, мощностью в 32 м, в нижней своей части на толщину в 6 м, обозначаемую ясно карнизом, состоит из черного смоляного порфира кипчакского типа. Кверху наблюдается постепенный переход в арктическую туфо-лавовую разность.

Характер отдельности в этих двух горизонтах одного и того же „магматически“ однородного пласта различный: смоляной порфир дает мелко-плитняковую отдельность (5—3 см), в то время как туфо-лавовая разность того же лавового пласта представляет неправильную глыбовую отдельность с пустотами — пещерами.

Характер неполного перерождения „продуктивного“ пласта можно наблюдать и метров 200 выше выходов андезито-базальтов, по Магровскому оврагу: здесь имеется также на правом берегу концентрически-скорлуповатая отдельность (розетка) черной щелочно-дацитовой лавы с сильно разрушенным наверху брекчиевым горизонтом, поверх которого находится лавовый физически неоднородный пласт, в верхней своей части представляющий мягкую туфовую лаву, в нижней же сохраняющий непережденную ту же дацитовую лаву, мощностью 1.5—2 м.

Магровский овраг в верхних горизонтах (высота 2040 м) на 10—12 м сложен из твердой разности арктической туфовой лавы розоватофиолетового цвета (шамиранский оттенок). В нижних горизонтах обнажается на 1—2 м черная дацитовая лава, переходящая кверху в упомянутую разность. Постепенность перехода и отсутствие брекчиевого горизонта указывают на то, что разрез оврага идет лишь по продуктивной фазе излияния, не врезываясь в лавы дацитовой магмы более раннего излияния, образующей, очевидно, рельеф сопки и холмов амфитеатра.

Составляющая в этом районе покров твердая разность туфовой лавы характерна по громадным ноздреватым образованиям, отвечающим по своим размерам небольшим пещерам — 1.5—2 м в поперечнике.

9. КИПЧАГСКИЙ КАНЬОН

Характерным также по даваемым им взаимоотношениям между различными дериватами кислой магмы является Кипчагский каньон, протягивающийся в северозападном — юговосточном направлении на расстоянии до 5 км.

Правый борт Кипчагского каньона между Артиком и Кипчагом характеризуется значительными выходами черного смоляного порфира, образующего три громадные концентрически-скорлуповатые отдельности, перекрытые комплексом той дацитовой лавы, которая в верхних горизонтах перерождена в арктическую туфовую лаву. В контрасте между этими излияниями имеется брекчиевидный лавовый горизонт, местами разрушенный, с образованием пещер.

Главной породой розетки является дацитовая лава — черный смоляной порфир, дающая контактные разности в виде обожженной розоватокоричневой породы.

Несмотря на общее впечатление о генетической связи розетки с той верхней зоной, которая в нижних горизонтах состоит из такой же черно-

смоляной лавы, а в верхних переходит в арктическую туфовую лаву, между этими образованиями имеется контакт довольно резкий. Диаметр розетки 15—20 м.

Несколько на север от Кипчагского оврага расположена каменоломня, в которой разрабатывался мягкий фиолетовый туф, переходящий кверху в красную туфовую лаву, общей мощностью до 10 м.

В розоватофиолетовом туфе находится много крупных полостей, заполненных пузырчатой серой стекловатой массой, являющейся, повидимому, результатом местных газовых взрывов.

Верхняя покрывка красного туфа обладает интересной „оолитового“ характера корой выветривания.

Дацитовая лава, обнажающаяся под обрывом Кипчагского монастыря состоит из полосатых разностей черных смоляных порфиров, мощность которых достигает 23 м.

Полосатость вызывается как ориентированным расположением плагиоклазов смоляночерной основной массы с несколько раковистым изломом, так, главным образом, горизонтально расположенными частыми светло-серыми и белыми пемзовидными прослойками.

Выходы этого своеобразного смоляночерного порфира кипчагского типа стеснены и разбиты обычными трещинами отдельности, разбивающими породу на громадные глыбы. Эти полосатые порфиры кипчагского типа выходят по соседнему Магровскому оврагу в нижних горизонтах и менее развиты на югозапад от Кипчагского каньона. Кипчагская полосатая лава представляет одну из менее измененных первичных вариаций продуктивного туфо-лавого горизонта арктического типа.

Стратиграфически и гипсометрически кипчагская порода представляет аналог мягких туфовых лав. Разрез под монастырем характерен и в отношении иллюстрации изменения окраски продуктивного щелочно-дацитового горизонта. Снизу вверх наблюдается изменение оттенка и тона породы от черного до фиолетово-черного и фиолетово-розового оттенков при полном сохранении полосатой структуры. В середине толщи наблюдается ряд параллельных полос конгломератовидных образований.

Самый тип полосатой кипчагской породы не является устойчивым; наблюдаются постепенные переходы между мало измененным, лишь приобретшим полосатость смоляным порфиром (серо-черная полосатая лава), через розово-черную в почти сплошную розовую разновидность характерную преобладающим розовым фоном, по которому проходят светлосерые и черные полосы.

Местами среди черных разностей наблюдаются линзовидные образования настоящего светлосерого дацита, являющегося, очевидно, продуктом кристаллизации отдельных гнезд лавового потока, происходившей в лучших условиях.

Верхним покровом туфовой лавы, обнажающимся между Кипчагским и Магровским оврагами, является пласт красной туфовой лавы ленинканского типа, мощностью 1—1.5 м.

На северосток за Кипчагским каньоном, повидимому, замещающими этот поверхностный слой туфо-лавовых образований являются черные туфовые лавы с переходами и изменениями в красную туфовую лаву.

В Кипчагском каньоне из общей мощности в 30—33 м смоляные порфиры занимают в нижних горизонтах приблизительно $\frac{2}{3}$, а туфовые лавы арктического типа $\frac{1}{3}$; в соседнем же Магровском овраге соотношение нормальных и туфо-лавовых разностей иное, и выходящие в нижних горизонтах смоляные лавы имеют мощность не более 10—12 м.

Правый уступ над краем с. Артик представляет остаточный конус черной дацитовой лавы с ясным контактным слоем красной крупно-ноздреватой туфо-лавовой разности. Сверху вниз породы представляются следующими: а) твердая красная ноздреватая лава; б) черная дацитовая лава, переходящая вниз в в) черный смоляной порфир, представляющий, повидимому, первое излияние.

Уступ этот, являющийся правым бортом амфитеатра, внизу которого расположено с. Артик, входит, как часть, в систему дацитовых возвышенностей, простирающихся почти в широтном направлении. Несколько севернее, на расстоянии до 200 м возвышается второй плоский купол, входящий в параллельную систему возвышенностей. Между этими дацитовыми системами возвышенностей развиты темнокоричневые туфовые лавы.

Представляет интерес установить взаимоотношение кристобалитизированных лав с другими типами дацитовых излияний; например, на левом склоне купола второй системы возвышенностей среди выходов нормальных лав наблюдается небольшое гнездо кристобалитизированной дацитовой разности с мельчайшими миаролитовыми пустотами, не сплошь заполненными кристобалитовым веществом.

В нижних горизонтах Арктического района, например, в районе с. Беканд (Парни), обнажаются вскрытые каменоломней черный и красный туфы ленинканского типа, причем в верхних горизонтах залегает красный туф с многочисленными включениями, а вниз он переходит в черный туф. Характерно расположение этих туфовых пород, так же, как и в районе Эчмиадзина или Ленинкана по периферии Алагеза.

Суммируя данные описания отдельных районов, в которых являются развитыми туфовые лавы, можно прежде всего отметить, что несмотря на значительные иногда различия в петрографическом строении отдельных районов, проявляющихся, например, в различном петрографическом составе перекрывающих туфо-лавовых плато последующих эффузий, все эти районы

составляют одну генетическую зону Алагеза, развитую на западном и южном его склонах.

Верхней границей этой зоны является высота 2200 м и нижней 1200 м, таким образом при ширине в 12—14 км зона туфовых лав имеет протяжение вокруг Алагеза почти на 180°, длиной до 60 км.

Причиной, послужившей к тому, что это единое петрографическое целое, отвечающее определенной крайне своеобразной фазе деятельности вулкана, совершившейся при отличных внешних условиях, распалось на ряд отдельных удлинённых участков, длинная ось которых отвечает радиальным направлениям Алагезского массива, можно считать то, что перекрытая в последующее время новыми излияниями нивелированная зона туфовых лав, была эрозионными и денудационными процессами не сплошь освобождена от покровов более молодых эффузий, а только на определенных коридорообразных участках, отвечавших путям наибольшей интенсивности денудационных процессов. Часто эти участки совпадают с террасообразными плато, расположенными по путям продвижения потоков и в свою очередь бывают разрезаны по длинной своей оси ущельями и каньонами. В некоторых случаях разбиение на отдельные туфо-лавовые районы произошло вследствие того, что последующее извержение вулкана, лавы которого полностью сохранились до настоящего времени, покрыло только отдельные радиальные участки массива, разъединив туфо-лавовую зону на участки. Так, более западный обширный Талыно-Мастаринский район отделен был от более восточного Яшиле-Талышского извержением более молодых андезито-базальтовых потоков, занявших район Караковмаз—Эшняк. То же самое, Талышский участок отделился от Пираганского сложной и многократно-проявившейся вулканической деятельностью на южном склоне, результаты которой создали своеобразный район сс. Кош—Аван—Койтул.

Крайне интересным является факт отсутствия туфовых лав на северо-восточном и восточном склонах Алагеза, имевших несколько отличающуюся свою вулканическую историю.

Приведенные выше краткие характеристики отдельных районов развития туфовых лав, точно так же, как вулканическая карта, иллюстрируют развитие на Алагезе в составе его туфо-лавовой зоны целого комплекса петрографических образований, отвечающих, приблизительно, одному и тому же химическому составу, но различающихся друг от друга физическими и механическими свойствами. Прежде всего нужно отметить, что на значительной площади развития туфовых лав сохранилась верхняя, так называемая „красная покрывка“, образованная более твердыми плотными и тяжелыми разностями, заключающими местами значительное количество кластического материала и дающими тогда туфообразные разности.

В местах денудирования значительных участков этой покрывки мы имеем вскрытыми и обнаженными на земной поверхности районы прекрасного строительного качества туфовых лав, как это наблюдается в Арктическом, Согутлинском, Мастаринском и Адиаманском районах. Другие же районы указанного комплекса, как Талынский, Яшиле-Талышский сохранили на большей своей площади красные поверхностные разности плотных туфовых лав и только на отдельных освобожденных от них участках имеем обнаженными мягкие строительные сорта фиолетовых и фиолетовосерых разностей.

Залегание дацитовых лав вершинного пояса хорошо определяется характерным для западного склона контактными горизонтом, а именно: выходы родников на западном склоне Алагеза в верхних зонах подчинены горизонту налегания на более ранние эффузии кислой дацитовой лавы, создавшей главный уступ массива в этих высотных зонах, т. е. выше 2000 м.

Этому горизонту подчинены наиболее мощные родники этого склона, выводящие главные запасы воды, инфильтрирующиеся в предвершинной и вершинной зонах Алагеза.

Основанием для установления этого наиболее существенного в гидрологическом режиме массива горизонта можно считать нижеследующие наблюдения.

1) Родники Арктического района. Группа родников на левой стороне верховьев Магровского оврага выходит внизу уступа светлосерой дацитовой лавы у контакта с расположенным ниже обширным полем развития туфовых лав арктического типа. Высота выхода 2200 м.

2) Родники Ширванджукского района. Высота контакта выше расположенного крутого уступа кислых лав с предыдущими излияниями — 1985 м. Выход серии родников.

Весь район Ширванджукского плато до кочевков, сложенный из лавовых потоков дацитовой магмы, представляет морфологически гряды, отдельные сопки. Условия крайне благоприятные для инфильтрации осадков.

3) Родники Адиаманского района. Выходят в нижних горизонтах того же главного уступа кислых лав на высоте 2095 м. Выход родников выше селения на 1 км у границы затопления или обхода светлых серых дацитов туфо-лавовой разностью арктического типа.

Дебит родников 0.04 куб. м в 1 сек.

4) Родники с. Агакчи. Геолого-петрографическое строение юго-западного склона несколько осложняется присутствием описанных выше (стр. 171) Мухсудагского и Карабурунского лавовых увалов, отходящих от главного массива Алагеза в югозападном направлении. Причленение первого бокового массива выраженного системой Мухсудагско-Оюхлинских возвышенностей, к главному Алагезскому массиву происходит по линии, проходящей у с. Агакчи.

Родники Агакчи выходят в неглубоких каньонах полученных в виде расселин в верхнем пласте дацитовой светлой лавы. Поверхность нижележащего пласта кислой лавы является выводящей родник поверхностью.

Отметка нижнего родника — 1960 м
„ „ „ „ — 1975 м

Верхний родник связан с тем же петрографическим горизонтом. Очевидно, выходы родников этого района, а также с. Кульдарвиш являются аналогичными родникам предыдущих районов и связаны с инфильтрацией осадков верхнего обширного плато дацитовых лав, богатого также медленно тающими снежинками.

К этому же району можно отнести родники Крмизлу с дебитом родников — 0.035 куб. м в 1 сек.

5) Родники с. Сичанлу, расположенные уже на южном склоне на высоте 2020 м, характеризуются в отношении их выхода тем же петрографическим строением. Они находятся в районе изменения петрографического строения местности. Ниже расположены, так же, как в Артикском или Махмуджукском районе поля цветных туфовых лав. Расположенные в верховьях туфо-лавого поля андезито-базальтовые увалы залиты у с. Сичанлу кислой лавой, создавшей определенный орографический горизонт.

10. БАШКЕГСКИЙ РАЙОН

Значительный интерес в отношении изучения геолого-петрографической структуры Алагеза представляет район северозападного склона, в котором радиально по отношению к вулкану расположен ряд эксплозионных паразитных образований: небольшой шлаковый конус в окрестности с. Беканд, выше расположенный конус Кабах-тапа, находящийся выше с. Хачакилиса также довольно значительный конус и наконец, эта линия эксплозионных образований заканчивается в вершинной зоне мощным конусом Зиарат (3070 м). Несколько выше последнего, в той же, по видимому, эксплозионной зоне, на левом берегу каньона Каранлых расположен шлаковый конус меньших размеров.

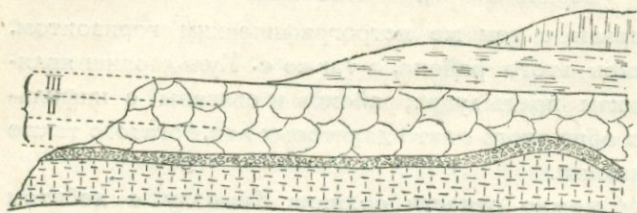
Шлаковый конус с. Беканд представляет собою эксплозионный вулкан с небольшим кратером, диаметром около 35 м, обладающим прорывом на север и юг. Конус составлен из крупно-глыбовых темносерых выбросов и более мелких краснобурых. „Воротник“, окружающий этот конус, состоит из черного смоляного порфира.

Выше этого эксплозионного вулканчика идут значительные участки, покрытые исключительно черносмоляным дацитовым порфиром. Возможно, что этот порфир является изливанием 2-й стадии извержения кислой магмы отвечающим „продуктивной стадии“, но оставшимся неперерожденным в туфовые лавы, вследствие отсутствия газов.

Мягкие разности фиолетовых туфовых лав находятся в этом районе на пересечении дорог из Беканда в Кипчаг и из Артика в Хачакилису.

Конус Кабах-тапа, обращенный к Башкегскому оврагу, пологий, покрыт растительным покровом и в верхних горизонтах, где конус вскрыт разведкой, обнаруживает значительное участие в его строении темных, почти черных вулканических песков.

Южный склон покрыт надвинувшейся арктического типа туфовой лавой, направление движения которой было со



Фиг. 34. Базальтовые излияния каньона р. Каранлых.

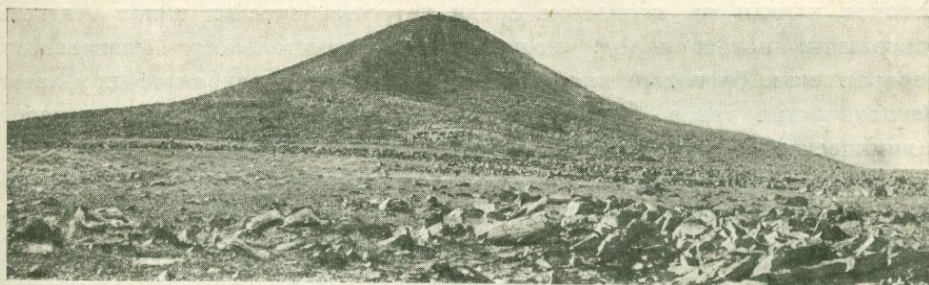
стороны района Хачакилисы. У Кабах-тапы же проходит граница кислых поверхностных лав дацитового типа с их туфо-лавовыми разностями и развитыми далее на северозападном склоне и отчасти на северном — более молодыми светлосерыми базальтовыми лавами.

Башкегская линия базальтов, излившаяся тонким слоем (до 2 м) у Кабах-тапы на мощный комплекс вулканических песков, является западной границей арихвалинского базальтового покрова. Периферические части этого потока у Башкега продвинулись ниже Кабах-тапы, заворачивая к Арихвали.

Базальты башкегско-арихвалинского типа, слагающие Манташевское ущелье (р. Каранлых) в его нижней, ближе к селениям расположенной зоне, могут быть разделены, по крайней мере, на три излияния, дающие три карниза несколько выше с. Арихвали. По габитусу пород здесь можно выделить: 1) нижний пласт темносерого плотного базальта, характеризующегося большим количеством зеленоватого пироксена, 2) средний пласт сильно пористого базальта и 3) верхний — менее мощный пласт с редко размещенными, но крупными порами.

Возможно, что уступы базальтовых лав, возвышающиеся один над другим выше района Арихвали, образованы указанными только что тремя последовательными излияниями базальтовой магмы, причем наиболее плотная разность слагает нижний уступ.

Ниже базальтового комплекса имеются выходы кислых дацитовых лав, стратиграфические взаимоотношения которых с выше залегающими базальтами позволяют установить относительный возраст туфовых лав. Здесь отделенные брекчиевым горизонтом, обладающим мощностью до 2 м, в нижних горизонтах каньона залегают краснорозовые лавы, являющиеся, несомненно, аналогами развитых западнее туфовых лав арктического типа.



ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

В ПЕРВОЙ части настоящей работы были выяснены геологические условия залегания лавовых излияний Алагеза, развивавшихся одновременно на различных его склонах. Выяснению подверглась также морфологическая сторона вулканологических образований, которая в связи с разнообразием как физических условий, сопровождавших извержения, так и, в особенности, в связи с постоянно менявшимся химическим составом магмы, носит разнообразные черты, характеризующие как продукты эффузий, из центрального очага вулкана, так и результаты лавовых излияний из трещин, а также многообразные эксплозионные образования, столь характерные для моментов наибольшей интенсивности вулканической деятельности Алагеза.

В настоящей главе изложены результаты систематического изучения с химико-минералогической стороны разнообразных лав массива, причем, в целях систематического исследования, описание расположено в порядке возрастающей кислотности магматических типов от базальтов до дацитов.

Как указывалось выше, в изучаемом вулканическом массиве, одном из наиболее крупных в пределах Армянского нагорья, мы имеем почти полную амплитуду химических типов магмы от базальтов до дацитов. Если принять во внимание присутствие разнесенных почти по всему массиву осколков разнообразных по цвету обсидианов, указывающих на наличие в цикле Алагеза эффузий и липаритовой магмы, то можно отметить участие в длительном формировании вулкана и представителей наиболее кислой магмы.

Ввиду того, что в некоторые периоды вулканической деятельности до последовавших после этого значительных изостатических поднятий, характер извержения, повидимому, был подводным, то существенные изменения вследствие этого условий застывания изливавшихся лавовых

потоков влияли на появление среди петрографических типов Алагеза совершенно новых пород, подвергшихся значительному физическому перерождению благодаря энергичному воздействию задержанных в лавах магматических газов. Одновременно происходили некоторые вариации в химическом составе, касавшиеся изменения содержания наиболее легко диффундируемых составных частей, какими являются щелочи. Вместе с тем происходили и протопневматолитические процессы. В результате этих сложных физико-химических явлений, отразивших на себе особенности геологического образования, появились, так называемые, туфовые лавы, играющие столь значительную роль в строении вулкана.

Наконец, крайне характерным для Алагеза продуктом является пемза, разнообразная по типу генезиса месторождения которой расположены, преимущественно, на южном и западном склонах массива. Их химико-петрографическое исследование, точно так же, как и описание разностей туфовых лав и туфов, выделено в особой части.

I. БАЗАЛТЫ СЕВЕРОЗАПАДНОГО СКЛОНА

1. БАШКЕГСКО-АРИХВАЛИНСКИЙ ТИП

Наиболее основной магмой, давшей излияния в пределах северозападного склона в сравнительно более позднюю фазу формирования вулкана, является базальтовая магма, дающая своеобразный крайний тип основной лавы в пределах значительной амплитуды колебаний состава алагезских эффузий. Эти светлосерые, иногда серые, хорошо закристаллизованные лавы дают целую последовательность отдельных излияний; по крайней мере, Манташевский каньон (р. Каранлых) дает не менее четырех отдельных фаз излияния этой основной магмы, причем наибольшей мощностью отличаются потоки последней фазы. Отдельные потоки отличаются некоторым колебанием в количественном соотношении главных четырех минеральных компонентов: основного плагиоклаза (10% к основной массе), моноклинического пироксена, оливина и магнетита, а также структуры, которая является то чисто микролититовой, то дает род микроофитовой, то ближе подходит к понятию трахитовой, причем микролиты в последнем случае распределяются флюидалными потоками вокруг ряда центров кристаллизации.

Микролиты плагиоклазов дают два морфологических типа: одни из них представляют более широкие таблицы, другие вытянутые — лейсты-двойнички; пироксеновые микролиты являются, обычно, почти бесцветными резко идиоморфными призматическими образованиями, иногда же имеющими желтоватозеленоватую окраску. В то время, как пироксен основной массы является почти совершенно свежим, другой обычный компонент — оливин в составе базиса дает оранжевожелтые продукты

видоизменения, аналогичные той оранжевой каемке, которая обыкновенно окружает крупные оливковые вкрапленники, иногда предварительно корродированные. Это же оранжевожелтое минеральное новообразование, кроме того, проникает и по грубым трещинам вкрапленников. Четвертым постоянным компонентом основной массы являются многочисленные точечные, часто идиоморфные образования магнетита.

Количественные соотношения упомянутых компонентов основной массы не являются постоянными, с чем связаны и вариации в микроструктуре; в более нижних потоках (I-й пласт) наблюдается почти одновременная кристаллизация всех компонентов, в некоторых верхних (II, III) кристаллизация пироксена, очевидно, предшествовала образованию плагиоклазовых микролитов.

Характер пористости основной массы, что отражается и на макроструктуре, различный: нижний (I) базальтовый пласт Манташевского каньона является плотной лавой; II пласт характеризуется сильно выраженной пористостью; один из верхних потоков (III) обладает редкими, но крупными порами.

Среди вкрапленников преобладают оливин и моноклинический пироксен. Ромбический пироксен — редок. Оливин редко является совершенно свежим образованием; обычно можно наблюдать самые разнообразные стадии его превращения в оранжевожелтое вещество — иддингсит, которое подобно процессам серпентинизации, начинается или с периферических частей, давая при этом зональные оторочки, или проникает, как указано выше, по трещинам спайности и простым трещинам кристаллов. Оливин или бесцветен или окрашен в светлозеленоватые тона. $2V = + 86^\circ$, что отвечает составу ортосиликатовой частицы с участием $26\% \text{Fe}_2\text{SiO}_4$.¹

Пироксен (размеры вкрапленников 0.1×0.2 мм) обладает светлозеленоватым оттенком, продуктов метаморфизации не дает. Измерения в отдельных пироксеновых кристаллах дают следующие константы:

2V	+ 50°	+ 52° ¹	+ 54°	+ 60°	+ 60°
C _{пг}	32°	31°	38°	38°	43°

Плагиоклазовые вкрапленники, преимущественно являются в виде длинно-вытянутых призматических кристаллов и, что особенно характерно, обыкновенно лишены тех включений аморфного базиса, которые создают находящиеся в различной стадии кристалло-генезиса скелетные образования в более кислых типах алагецких лав. Константы их сосредоточены в табл. 1.

¹ M. Stark. Zusammenhang des Winkels der optischen Achsen mit dem Verhältnis von Forsterit und Fayalit-Silikat beim Olivin. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., XXIII, 1904.

Таблица 1

	Арихвали, № 1296		Башкег, № 404		Арихвали, № 1300	
	Вкрапл.	Микрол.	Вкрапл.	Микрол.	Вкрапл.	Микрол.
$B \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	63°	—	34°	73°	28°	—
	31°	—	73°	43°	80°	—
	74°	—	61°	48°	64°	—
Двойниковый закон	Карлсб.	—	Альбит.	Карлсб.	Альбит.	—
Двойниковая плоскость и ось		—	⊥			—
№№ плагиоклаза	64	40	60	45	51	40
2 V	+ 83°	—	+ 84°	+ 74°	+ 78°	—
Погасание $\begin{cases} \perp M \\ \perp PM \end{cases}$	—	22—23°	—	—	23°	23°
	32°60	—	—	28	30°55	—

При измерении, кроме того, на ряде плагиоклазов углов погасаний в разрезе $\perp PM$ получаются следующие величины:

$\perp PM$	+ 34	+ 36	+ 37	+ 38
№№ плагиоклазов	63	67	68	74

На основании оптической характеристики, вкрапенники плагиоклазов наиболее основной на Алагезе лавы, относятся к ряду лабрадор-битовнита, микролиты — к ряду лабрадор-андезина.

В качестве акцессорного минерала, можно указать еще на присутствие в полевошпатовой части породы, порой довольно многочисленных, игольчатых образований апатита. Химический состав алагезских базальтов иллюстрируется анализом базальтового потока, покрывающего в районе с. Башкег туфовые лавы арктического типа. Здесь мы имеем лучше закристаллизованные, средне-зернистые разности базальтов.

Таблица 2

	Башкег, № 404		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	50.92	0.8444	55.71
TiO ₂	1.60	0.0199	1.31
Al ₂ O ₃	17.81	0.1742	11.49
Fe ₂ O ₃	3.96	0.0248	1.64
FeO	5.12	0.0711	4.69
MnO	0.11	0.0027	0.18
MgO	6.10	0.1512	9.98

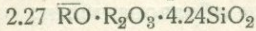
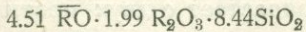
Таблица 2 (продолжение)

	Башкег, № 404		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
CaO	8.43	0.1503	9.92
Na ₂ O	3.55	0.0572	3.77
K ₂ O	1.88	0.0199	1.31
H ₂ O-110°	0.19	—	—
H ₂ O+110°	0.49	—	—
Сумма	100.16	1.5157	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$\alpha = 1.61; \beta = 77.12; \gamma = 1.29$

RO : R₂O = 4.84 : 1

По Озанну

S = 57.10

A = 5.09 a = 3.24

C = 6.42 c = 4.08

F = 19.87 f = 12.68

K = 0.90 n = 7.42

$^s57.10^a3.24^c4.08^f12.68^n7.42$

Классификационное положение этих лав по химическим взаимоотношениям с главными группами основных пород может быть выяснено на основании сопоставлений, приведенных в табл. 3, с магматическими характеристиками средних типов лав и отдельными, наиболее близкими по составу, эффузиями.

Таблица 3

	Магматические формулы			Коэффициенты			SiO ₂ в %
	\overline{RO}	SiO ₂	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β	γ	
Базальт Алагеза	2.27	4.24	4.84	1.61	77.12	1.29	50.92
Средний тип базальта	2.40	4.36	5.80	1.63	78.00	1.28	49.00

2. ПЕРИФЕРИЧЕСКИЕ БАЗАЛТЫ

Наиболее периферические части лавовых излияний Алагеза, отвечающие базальтам, были изучены в районе оз. Айгер-гель, удаленного от кратера на расстоянии 45 км. Эти излияния, одни из наиболее древних по времени своего извержения, залили, вследствие своей жидкоплавкости, громадные пространства.

Среди них находим как плотные разности андезито-базальтовой лавы, так и поверхностные пузыристые фации.

Плотные андезито-базальты (нижние пласты). Основная масса трахитового строения представляет собою комплекс микролитов плагиоклаза, сравнительно немногочисленных кристаллов пироксена и многочисленных зернышек магнитного и титанистого железняков.

Базис полнокристаллический; наблюдается местами значительная метаморфизация основной массы, ведущая к образованию буроватых неправильных участков.

Вкрапленники плагиоклаза, моноклинического пироксена и оливина. Наблюдается оригинальный характер взаимоотношения вкрапленников плагиоклаза и пироксена, представляющих подобие своеобразных прорастаний: иногда пироксеновый кристалл прорастает с двух противоположных сторон призматическими плагиоклазовыми образованиями; чаще эти взаимоотношения представляют обломки пироксена, сцементированные вновь образованными кристаллами плагиоклаза. Возможно, что кристаллографические контуры пироксеновых образований повлияли ориентирующим образом на продолжающуюся кристаллизацию плагиоклазового вещества.

Таким образом возможно, что продукты интрателлурической деятельности — пироксены, раздробленные при подъеме магмы, были использованы плагиоклазами при их кристаллизации в эффузивную стадию формирования породы.

Плагиоклазы свежие нескольких размеров. По углам погасания в симметричной зоне ($\perp M$), относятся к лабрадору.

Пироксен — моноклинический, бесцветный; погасание $C:c = 45-47^\circ$.

Оливин — идиоморфные контуры; размеры 0.27×0.18 мм.

Несколько пористые базальты Айгер-геля, при большой аналогии с плотными разностями, отличаются большим участием пироксеновых кристаллов, в качестве вкрапленников.

Пористые базальты характеризуются: а) значительно меньшими размерами кристаллов основной массы, которая также имеет трахитовую структуру; б) отсутствием среди вкрапленников оливиновых образований; в) оплавленностью крупных кристаллов плагиоклазов и пироксенов и г) втеками основной и аморфной массы в периферические зоны плагиоклазов (захват).

В отношении химического состава эти периферические отроги Алагезского массива могут быть отнесены к наиболее основным разновидностям алагезских лав. В табл. 4 сопоставлены, по работе А. С. Гинзберга и А. И. Цветкова,¹ магматические формулы айгергельского и арпа-чаевского базальтов.

При исключительном почти развитии, в пределах Армянского нагорья, в качестве продуктов основных извержений андезитово-базальтовых лав, представляет интерес выяснить положение базальтов Алагеза, сформированных в процессе третьего вулканического цикла, среди разновидностей этой важной в систематическом отношении эффузивной группы.

Вопросу о химическом характере базальтов и соотношению их с андезитами за последние годы посвящен ряд статей Ф. Ю. Левинсон-Лессингом,² в которых дается следующая характеристика отдельных разновидностей базальтовой группы. На кривых распределения базальтов и андезитов по процентному содержанию кремнекислоты, базальты дают две наиболее часто встречающиеся группы: 1-я с 49% SiO₂ — 56 случаев из 351 и 2-я с 51 — 52% SiO₂ — 80 случаев. В этом отношении алагезские базальты могут быть отнесены ко 2-й группе. Типичным является также коэффициент кислотности 1.61, так как группа базальтов с коэффициентом кислотности в пределах 1.61 — 1.7 имеет 77 случаев из 219 анализов. По коэффициенту RO, достигающему величины — 2.27, алагезские базальты попадают в группу с интервалом 2.01 — 2.4, обнимающую 63 случая из 358;

Таблица 4

Р а й о н	α	\overline{RO}	SiO ₂	$\frac{RO}{R_2O}$	SiO ₂ в %
Берег оз. Айгер-гель (южная периферия Алагеза)	1.59	1.83	3.83	3.80	52.24
Река Арпа-чай (западн. периферия Алагеза)	1.56	1.80	3.77	4.00	51.41
Ущелье Калагеран	1.51	2.19	3.93	4.90	50.34

¹ А. С. Гинзберг и А. И. Цветков. Андезитово-базальты Армении, как материал для фасонного литья. Каменные строительные материалы, Сборн. 3, Материалы КЕПС, № 67, 1928.

² Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. О разграничении базальтов и андезитов. Изв. Геол. ком., XLIV, 1925, № 4; О пределах и подразделениях семейства андезитов. Изв. Геол. ком., XLIII, 1924, № 6; О „сакалавитах“ Лакруа и о различных методах обозначения кислотности изверженных пород при помощи коэффициентов и параметров. Изв. Геол. ком., XLIII, 1924, № 5.

при группировке же через 0.6, базальты Алагеза по коэффициенту \overline{RO} попадают в наиболее распространенную группу, имеющую 126 случаев из 329 — или 38.3%.

Базальты окрестностей Ленинакана и Калагеранского ущелья относятся, повидимому, к той же стадии вулканической деятельности Армянского нагорья.

А. С. Гинзберг и А. И. Цветков относят исследованные ими породы к андезито-базальтам.

II. АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТЫ

Одной из наиболее развитых в строении Алагезского массива пород являются андезито-базальтовые лавы, дающие ряд разностей, обусловленных как колебаниями химического состава основной магмы, так и различиями в физико-химических условиях застывания. При возможности разделить эффузии алагезского очага на три, повидимому, цикла, давших, в свою очередь, ряд вулканических фаз, приходится отметить в каждом цикле существование своей андезито-базальтовой фазы, с которой начиналось возобновление вулканической деятельности.

Втечение первого цикла, продукты которого так ясно вскрываются в средней части массива Ампертским каньоном, было два, несколько различающихся, извержения андезито-базальтовой магмы с коэффициентами кислотности $\alpha = 2$ и 2.10.

В то же время необходимо отметить присутствие таких мощных лавовых пластов, как ампертский, мощностью не менее 40 м, сохраняющий свои особенности на протяжении до 20 км, почти от кратера до Пираганского участка каньона, которые, вследствие наиболее благоприятных условий кристаллизации, дали хорошо закристаллизованный долеритовый тип ампертских андезито-базальтов.

С другой стороны, развитые на западном склоне массива обширные потоки оливиновых андезито-базальтов, явившиеся, отчасти, продуктом трещинных излияний (районы Ших-хаджи и Н. Агджакала), отличаются своими темными оттенками, характерными для алагезских поверхностных эффузий.

1. ЧЕРНАЯ ПУЗЫРЧАТО-ПОРИСТАЯ ЛАВА НИЖНИХ ГОРИЗОНТОВ КАНЬОНА р. АМПЕРТ

Наиболее глубокие горизонты разрезов Алагезского массива, к которым относится, например, каньон р. Амперт, сложены из своеобразной андезито-базальтовой лавы, представляющей поверхностные части более ранней эффузии вулкана.

В районе Пираганского участка ущелья Амперта на высоте около 1500 м залегает слой черной пузырчато-пористой лавы с громадным коли-

чеством плагиоклазовых вкрапленников; слои эти выходят на протяжении до 150 м. Под микроскопом порода обладает ясно выраженной порфировой структурой с андезитовой основной массой. Микролиты плагиоклазов пропитаны темнобурым, иногда черным железистым стеклом, не действующим на поляризованный свет.

Плагиоклазы — длиннопризматические крупные кристаллы до 1.3×0.5 мм. В разрезах $\perp M$ (симметричное погасание) — $33-34^\circ$ между лабрадором и битовнитом.

Пироксены в виде крупных широких таблиц (0.7×0.4 мм). Углы погасания $C:c = 43-46^\circ$. Встречаются разрезы с прямым погасанием.

По химическому составу эта наиболее глубокая зона главного массива, соответствующая одной из наиболее ранних стадий его формирования, характеризуется значительным преобладанием щелочно-земельных окислов над щелочными ($RO:R_2O = 5.05:1$), что приближает эту группу андезитобазальтовых лав к периферическим наиболее основным лавам Алагеза и вообще вулканического нагорья (андезито-базальты Калагерана $RO:R_2O = 4.90:1$).

Таблица 5

Р а й о н	α	\overline{RO}	SiO_2	$\frac{RO}{R_2O}$	SiO_2 в %
Нижний горизонт каньона р. Амперт	2.02	2.16	5.22	5.05	56.05

По расчетам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга,¹ этого состава лава отвечает, приблизительно, промежуточному андезито-базальту состава: 1 ч. андезита + 1 ч. базальта.

Таблица 6

	Каньон Амперта, № 99		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO_2	56.05	0.9361	61.35
TiO_2	0.93	0.0116	0.76
Al_2O_3	16.91	0.1658	10.87
Fe_2O_3	2.80	0.0175	1.15
FeO	4.31	0.0598	3.92
MnO	0.07	0.0009	0.06

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Полит. инст., XX, 1913. стр. 253—254.

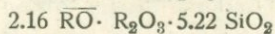
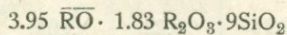
Таблица 6 (продолжение)

	Каньон Амперта, № 99		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
MgO	5.21	0.1302	8.53
CaO	7.77	0.1387	9.09
Na ₂ O	2.34	0.0377	2.47
K ₂ O	2.59	0.0275	1.80
H ₂ O _{-110°}	0.51	—	—
H ₂ O _{+110°}	0.44	—	—
Сумма	99.93	1.5258	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 2.02; \beta = 60.5; \gamma = 1.62$$

$$RO: R_2O = 5.05:1$$

По Озанну

$$S = 62.19$$

$$A = 4.27 \quad a = 3.16$$

$$C = 6.60 \quad c = 4.89$$

$$F = 16.07 \quad f = 11.95$$

$$K = 1.13 \quad n = 5.78$$

$$s62.19^a 3.16^c 4.89^f 11.95^n 5.78$$

2. ДОЛЕРИТОВЫЕ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТЫ

(Ампертский тип)

Основой петрографического строения Ампертского каньона в нижней его зоне, что является характерным для всего южного склона массива, являются плотные серые андезито-базальтовые лавы долеритового строения. Мощность всего этого комплекса достигает около 40 м, в каньоне он отчетливо прослеживается от Пирагана до Инакю, выше которого он перекрывается более кислыми эффузиями. Микроскопически эти плотные серые лавы лишены совершенно фенокристаллов. Под микроскопом обладают частью долеритовой, частью интергранулярной структурой. Лейсты плагиоклаза, будучи одного масштаба, могут быть все же разделены, приблизительно, на несколько групп следующего размера: 0.15×0.06 мм и 0.08×0.025 мм.

Вкрапленники плагиоклаза отсутствуют; можно скорее подметить тенденцию к образованию более крупных кристаллов у пироксена, отдельные индивидуумы которого достигают размеров 0.50×0.25 мм.

Плагиоклаз относится, преимущественно, к лабрадору.

Пироксен моноклинический — типа диопсида, светложелтоватый, с двумя резко выраженными системами спайности; погасание $S_{pg} = 45^\circ$.

Иногда наблюдается, как бы, dorastание пироксена плагиоклазовым веществом до идиоморфных контуров. Магнетит, постоянно ассоциируясь с пироксеновыми кристаллами, обладает резко идиоморфными контурами: квадратами и прямоугольниками.

Плагиоклазовая и пироксеновая составные части присутствуют, приблизительно, в одинаковом количестве; в среднем, при более крупных размерах лейстовидных кристаллов плагиоклаза, пироксеновые образования занимают довольно значительные участки, расположенные между первыми, группируясь в комплексы. На преобладание пироксена указывает и присутствие его в качестве вкрапленников. Повидимому, последние не являются интрателлурическими образованиями, а представляют выделения избыточно выделившегося компонента, сообща местами всей породе подобие эвтектофировой структуры. Эта характеристика относится к андезито-базальтам второй фазы этого цикла, отделенного резко выраженной контактной зоной, от нижних андезито-базальтов того же цикла. Последние, при полной почти аналогии с соответствующей лавой верхнего излияния, несколько отличаются менее совершенной кристаллизацией плагиоклазовых лейстовидных кристаллов, а также худшей кристаллизацией пироксена. Породы эти, являясь такими же плотными лавами, отличаются более темными оттенками. Характерно для всей этой серии андезито-базальтов совершенное отсутствие в плагиоклазовых кристаллах втеков и включений аморфного базиса, что повидимому, характеризует более спокойные и лучшие условия кристаллизации.

На границе нижнего и верхнего излияний, являющихся комплексным продуктом одной фазы извержения андезито-базальтовых лав, залегает контактная зона измененных пород, являющихся верхними горизонтами нижней зоны андезито-базальтов.

Макроскопически снизу вверх нормальный пласт, для которого характерно плотное сложение, и темносерый цвет, переходит в красноватую, тоже плотную, разность с несколько увеличенным количеством пор. Эта разность, в свою очередь, в самых верхних горизонтах изменена в крупнопористую, пузыристую поверхностную разность, кроме того, видимо обогащенную фенокристаллами пироксенов и плагиоклазов (в меньшем количестве).

Микроскопически это различие отдельных горизонтов, обусловленное — с одной стороны, лучшими условиями кристаллизации для более:

глубоких слоев лавового пласта, воздействием быстро выделявшихся магматических газов и паров воды — с другой, выражается в том, что в разностях контактной зоны изменениям подверглись, главным образом, цветные минералы (пироксен и магнетит), в то время, как сетка лейстовидных плагиоклазовых микролитов по прежнему является основной структурной и минералогической единицей. Пироксены распадаются на два морфологических типа: таблитчатые образования моноклинического пироксена превращенного отчасти в буроватожелтые разности, а также скелетные образования пироксена, имеющие то вид снопов, то более неправильных агрегатов, погруженных в темнобурое аморфное вещество, являющееся базисом в контактной зоне и отсутствующее в нормальных андезитобазальтах этой серии. Магнетит сохраняется лишь частично в переходной зоне, давая, кроме того, обрывки вторичных железистых окислов, а в пузыристой верхней зоне исчезает совершенно и входит в состав бурого стекла.

Крайне характерным является переполнение верхнего красного пузыристого горизонта большим количеством обоого вида вкрапленников. Не произошло ли в данном случае всплывания вкрапленников в этой довольно подвижной основной лаве и полное обеднение ими главной лавовой толщи, для которой характерно однородное плотное сложение.

Произведенное химическое исследование описанной ампертской разности андезито-базальтовой магмы, при сопоставлении с другими типами андезито-базальтов, развитыми в верхней зоне вулкана, указывает на полное тождество ампертской лавы с теми андезито-базальтовыми темными разностями, которые скрыты на большем протяжении массива, но вскрыты глубоким каньоном Дали-чая, в основе которого является, возможно, трещина, расширенная взрывом кратера на восточном склоне и углубленная эрозией. Здесь в основании отходящего к кратеру красножелтого хребта залегает мощный комплекс андезито-базальтовых лав. Сравнение условий выхода этих удаленных один от другого районов развития описанных андезито-базальтов, каковыми являются нижняя часть Ампертского каньона — с одной стороны, и кратерный район Дали-чая — с другой, показывают, что соответствующая эффузия являлась одним из главных продуктов вулканической деятельности, участвовавших в формировании фундамента вулкана. Табл. 7 анализов дает сравнительную характеристику этих андезито-базальтовых лав обоих районов.

Сравнение магматических характеристик обоих анализов указывает на принадлежность лав Дали-чая и Амперта к одному периоду извержения основной лавы. На это же указывают и стратиграфические соотношения с лавовыми потоками других фаз вулканической деятельности.

	Каньон Амперта, № 114			Каньон Дали-чая, № 268		
	Весовые % ₀	Молеку- лярные количества	Молеку- лярные % ₀	Весовые % ₀	Молеку- лярные количества	Молеку- лярные % ₀
SiO ₂	58.23	0.9705	63.38	56.95	0.9491	62.77
TiO ₂	0.75	0.0093	0.61	1.56	0.0194	1.28
Al ₂ O ₃	16.98	0.1665	10.87	15.79	0.1548	10.24
Fe ₂ O ₃	2.88	0.0180	1.18	3.59	0.0224	1.51
FeO	3.52	0.0489	3.19	3.82	0.0530	3.50
MnO	0.08	0.0011	0.07	0.09	0.0012	0.07
MgO	4.45	0.1112	7.26	4.35	0.0776	5.13
CaO	7.20	0.1286	8.40	6.17	0.1542	10.20
Na ₂ O	3.40	0.0549	3.58	3.08	0.0496	3.28
K ₂ O	2.10	0.0223	1.46	2.88	0.0306	2.02
H ₂ O-110°	0.23	—	—	0.90	—	—
H ₂ O+110°	0.24	—	—	0.63	—	—
Сумма	100.06	1.5313	100.00	99.81	1.5119	100.00

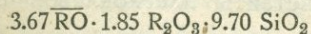
Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

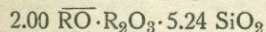
По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

По Озанну

Лава Амперта (№ 114)



$$S = 64.06$$



$$A = 5.04$$

$$a = 4.01$$

$$\alpha = 2.10; \beta = 57.25; \gamma = 1.75$$

$$C = 5.83$$

$$c = 4.64$$

$$RO : R_2O = 3.76 : 1$$

$$F = 14.20$$

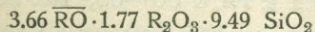
$$f = 11.35$$

$$K = 1.14$$

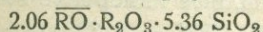
$$n = 7.10$$

$$s64.06 \ a4.01 \ c4.64 \ f11.35 \ n7.10$$

Лава Дали-чая (№ 268)



$$S = 64.15$$



$$A = 5.30$$

$$a = 4.12$$

$$\alpha = 2.12; \beta = 57.09; \gamma = 1.75$$

$$C = 4.94$$

$$c = 3.84$$

$$RO : R_2O = 3.56 : 1$$

$$F = 15.37$$

$$f = 12.04$$

$$K = 1.12$$

$$n = 6.19$$

$$s64.15 \ a4.12 \ c3.84 \ f12.04 \ n6.19$$

3. ТЕМНЫЕ ОЛИВИНОВЫЕ АНДЕЗИТО-БАЗАЛТЫ

(Агджакалинский тип)

Значительное участие в строении южного и западного склонов массива играют андезито-базальтовые лавы, содержащие в некоторых своих разностях, наравне с пироксеновой составной частью, также оливиновые образования. По отношению к общей схеме последовательности эффузивной деятельности Алагеза, эти андезито-базальты, занимающие обширную площадь на южном склоне линии сс. Эшняк — Н. Агджакала (около 55 кв. км) и на западном склоне — зону от сс. Ших-хаджи — Крмизлу — Гезлу и выше до высоты 2400 м (около 30 кв. км), на основании изучения микроструктурных различий и внешнего вида могут быть подразделены на две разности: темные оливиновые андезито-базальты, в которых оливин в некоторых районах, как, например, в лавах Н. Агджакалы, играет более существенную роль и светлые андезито-базальты, в которых количество оливина редуцируется до участия оливиновых образований лишь в составе основной массы, причем последняя принимает более кристаллизованное строение.

Темная разновидность оливиновых андезито-базальтов характеризуется значительным участием вкрапленников, которое достигает 26.5%, из которых на долю плагиоклазовых вкрапленников падает 17.5%, на пироксены 3.5% и на оливин 5.5%; базис занимает около 68.3% и на поры можно отнести 5.8%.

Вкрапленники плагиоклаза характеризуются значительно постоянным равномерным распределением аморфных включений, которые располагаются, обычно, правильными рядами вдоль длинной оси призматических кристаллов. Общие контуры этих крупных порфиroidных вкрапленников окружены чистой плагиоклазовой зоной, не содержащей включений базиса. Вкрапленники по размерам можно разделить на крупные — размерами 1.3×0.6 мм и средние — 0.4×0.1 мм; константы плагиоклазов сосредоточены в табл. 8.

Вкрапленники этих андезито-базальтовых разностей могут быть отнесены, таким образом, к лабрадору, в то время, как меньшее поколение вкрапленников и микролиты основной массы принадлежат андезину.

В некоторых случаях присутствуют в качестве вкрапленников еще более основные плагиоклазы, относящиеся к №№ 66—68, так погасание в разрезе \perp РМ дает углы = 35—37°. В одном шлифе измерение зональных плагиоклазов дало во внутренней зоне № 66 (\perp РМ = +35°), в то время, как наружная относится к плагиоклазу более кислому № 53 (\perp РМ = +28°).

Пироксены принадлежат почти исключительно к моноклиническому типу, являясь в форме хорошо образованных призматических кристаллов

	Ших-хаджи, № 1211			Н. Агджакала, № 513			Ших-хаджи, № 1215
	Крупные	Средние	Крупные	Средние	Микрол.	Вкраплен.	
B { n_g n_p n_m	61°	32°	63°	—	70°	—	74°
	42°	82°	57°	—	70°	—	48°
	63°	59°	43°	—	29°	—	46°
Двойниковый закон	Карлсб.	Альбит.	Карлсб.	—	Карлсб.	—	Карлсб.
Двойниковая плоскость и ось		⊥		—		—	
№№ плагиоклаза	54	52	42	46	33	32	44
2 V	74°	—	—	—	84°	—	88°
Погасание ⊥ M	—	—	24°	26°	21° № 38	15°	25°

(0.3 × 0.25 мм) светлозеленоватого цвета и обладают следующими константами (отдельные измерения):

$$C_{ng} = 38^\circ; 39^\circ; 40^\circ; 41^\circ$$

$$2V = + 52^\circ; 58^\circ; 54^\circ; 55^\circ$$

Характерным минералом, присутствующим особенно в темных разностях, являются крупные образования, часто идиоморфного оливина, который своими размерами достигает 0.68 × 0.33 мм

$$2V = 90^\circ; \gamma - \alpha = 0.030$$

Оливин является почти бесцветным минералом, находящимся в парагенетическом взаимоотношении с пироксеновой составной частью породы.

В некоторых районах развития данного типа андезито-базальтов, например, в районе Ших-хаджи — Гезлу, эти породы содержат оливиновые образования, в виде небольших зерен и обрывков, заключенных среди микролитов основной массы или в светлых разностях, с наиболее закристаллизованной основной массой; наблюдается некоторая метаморфизация оливиновых зерен, которые превращены, очевидно, в постмагматическую стадию, в ярко окрашенные оранжевокрасноватые образования.

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

Химический состав оливиновых андезитов-базальтов двух удаленных друг от друга районов: Ших-хаджи (западный склон) и Н. Агджакала (южный склон) обнаруживает большое сходство, как показывает табл. 9.

Таблица 9

	Ших-хаджи, № 1221			Н. Агджакала, № 513		
	Весовые % ₀	Молекулярные количества	Молекулярные % ₀	Весовые % ₀	Молекулярные количества	Молекулярные % ₀
SiO ₂	56.20	0.9320	61.44	55.15	0.9146	59.01
TiO ₂	1.18	0.0147	0.97	0.88	0.0190	1.22
Al ₂ O ₃	16.77	0.1641	10.80	17.22	0.1685	10.87
Fe ₂ O ₃	2.46	0.0154	1.02	1.64	0.0103	0.67
FeO	4.68	0.0650	4.29	4.85	0.0674	4.35
MnO	0.09	0.0012	0.08	0.12	0.0017	0.11
MgO	4.80	0.1190	7.84	6.09	0.1514	9.78
CaO	7.09	0.1265	8.34	7.91	0.1410	9.10
Na ₂ O	3.44	0.0555	3.57	3.56	0.0574	3.70
K ₂ O	2.35	0.0250	1.65	1.74	0.0184	1.19
H ₂ O _{-110°}	0.18	—	—	—	—	—
H ₂ O _{+110°}	0.94	—	—	0.94	—	—
Сумма	100.18	1.5184	100.00	100.10	1.5497	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

По Озанну

Андезитов-базальты Н. Агджакала (№ 513)

$4.37 \overline{RO} \cdot 1.79 R_2O_3 \cdot 9.15 SiO_2$

$S = 60.23$

$2.44 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.11 SiO_2$

$A = 4.89$

$a = 3.38$

$\alpha = 1.88; \beta = 67.31; \gamma = 1.49$

$C = 5.98$

$c = 4.14$

$RO : R_2O = 4.77 : 1$

$F = 18.03$

$f = 12.48$

$K = 1.01$

$n = 7.60$

$s = 60.23 \quad a = 3.38 \quad c = 4.14 \quad f = 12.48 \quad n = 7.60$

Андезито-базальты Ших-хаджи (№ 1221)

3.92 \overline{RO} · 1.80 R₂O₃ · 9.32 SiO₂

2.17 \overline{RO} · R₂O₃ · 5.18 SiO₂

$\alpha = 2.00$; $\beta = 61.20$; $\gamma = 1.63$

RO: R₂O = 3.87:1

S = 62.41

A = 5.22

C = 5.58

F = 15.99

K = 1.07

a = 3.90

c = 4.16

f = 11.94

n = 6.83

s 62.41 a 3.90 c 4.16 f 11.94. n 6.83

При почти тождественном содержании в обоих районах FeO, андезито-базальты Агджакалинского района содержат значительно больше MgO, количество которого доходит до 6.10%, что вполне согласуется как с большим содержанием здесь оливиновой составной части, так и с составом последнего, так как оливин этих пород является преимущественно магнезиальным.

Состав светлой разности андезито-базальтов поясняется анализом приведенным в табл. 10.

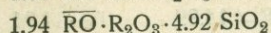
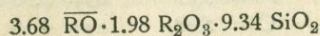
Таблица 10

	Ших-хаджи, № 1215		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	56.30	0.9337	62.07
TiO ₂	1.01	0.0126	0.84
Al ₂ O ₃	17.00	0.1663	11.06
Fe ₂ O ₃	3.76	0.0235	1.56
FeO	3.84	0.0533	3.54
MnO	0.08	0.0011	0.07
MgO	4.56	0.1131	7.52
CaO	6.93	0.1236	8.22
Na ₂ O	3.27	0.0527	3.50
K ₂ O	2.30	0.0244	1.62
H ₂ O-110° . . .	0.31	—	—
H ₂ O+110° . . .	0.45	—	—
Сумма	99.81	1.5043	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 1.99; \beta = 59.75; \gamma = 1.67$$

$$RO : R_2O = 3.77:1$$

По Озанну

$$S = 62.91$$

$$A = 5.12 \quad a = 3.94$$

$$C = 5.94 \quad c = 4.56$$

$$F = 14.97 \quad f = 11.50$$

$$K = 1.09 \quad n = 6.83$$

$$s 62.91 \quad a 3.94 \quad c 4.56 \quad f 11.50 \quad n 6.83$$

Сравнивая анализы темной и светлой разностей шиххаджинских андезито-базальтов и сопоставляя с характером их окраски, можно подметить, что помимо лучшей кристаллизации светлосерых андезито-базальтов, которая содействовала уменьшению темно окрашивающего аморфного базиса, эти породы содержат меньшее количество закиси железа — 3.84%, против 4.68% в темной разности. Повидимому, содержание Fe_2O_3 не играет значительной роли в окраске.

Возможно, что более длительная кристаллизация светлых разностей повела к частичному уменьшению оливиновой составной части породы при соответственном увеличении содержания пироксена.

4. АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТЫ ПРАВОГО БЕРЕГА р. АМПЕРТ

(II цикл)

По правому берегу р. Амперт в высотной зоне, отвечающей слиянию Амперта и Архашана, а также водоразделу между ними, проходит несколько параллельных хребтиков, вытянутых с севера на юг. Лавы эти, выходящие здесь на высоте 2225 м и выше, налегают на главную лаву каньона, обладающую плитняковой отдельностью. Так как последняя относится к кислым дацитовым лавам, слагающим на этой высоте глубокие каньоны обеих рек, то здесь мы имеем очевидное залегание более основной андезито-базальтовой лавы на более кислом члене I цикла — даците.

Из излиятий андезито-базальта в этом районе сложены отдельные конусы, являющиеся одной из разновидностей застывания глыбовой формы отдельности андезито-базальтовой лавы, развитой и ниже по крутому спуску по направлению к району Койтул—Аван.

Самым молодым изливанием в этом районе являются черные ноздреватые лавы, аналогичные черным смоляным щелочно-дацитовым поверхностным лавам водораздела Архашан—Амперт. Они в значительной степени денудированы. Макроскопически эти породы представляются серыми и темносерыми плотными лавами с некоторой пористостью в поверхностных частях. В породе разбросаны крупные комплексы вкрапленников, состоящих из прорастающих зеленых „стекловидных“ пироксенов и полевых шпатов со стеклянно-молочным габитусом.

Под микроскопом структура порфи́ровая с полнокристаллической микролититовой основной массой. Крупность микролитов различна и иногда основная масса представляется крупно-микролититовой, причем лейсты и микролиты плагиоклазов имеют голсто-прямоугольные сечения, приближающие характеристику структуры к навитовой (отсутствие стекла).

В основной массе участвуют на 85—90% плагиоклазы и на 15—10% пироксены. В некоторых разностях принимают заметное участие таблитчатые, отчасти призматические кристаллы титанита с сильным светопреломлением и двупреломлением. Титанитовые кристаллы иногда окружают крупные образования пироксена, иногда же кристаллизация их сосредоточена, повидимому, в порах породы. Цвет образований титанита — неоднородный, оранжевый бурожелтый (пятнами), иногда цветная часть сосредоточена на периферии кристаллов.

Число вкрапленников относительно невелико: плагиоклазы 10—15%, пироксены около 5%. Те и другие значительно корродированы.

Пироксены — моноклинические в виде крупных интрателлурических образований (до 3×3 мм); желтоватые, неплеохроничные $2V = +57 + 60$.

Кристаллы с отрицательными углами $2V$ обладают почти прямым погасанием. Ромбические пироксены меньших размеров (0.6—0.8 мм); плеохроизм: бесцветносероватый, розоватый; $2V = -64^\circ$.

Довольно значительное участие пироксена, преимущественно, не в форме правильно образованных вкрапленников, а раздробленных кристаллов, обрывков и зернистых включений в основной массе.

Крупные кристаллы плагиоклазов, обыкновенно чистые без втеков и включений основной массы, обладают часто зональным строением. Оптические константы приведены в табл. 11.

Таблица 11

	№ 182 Микровкрапленники 0.02 кв. мм ⊥ (021)	№ 182 Вкрапленники 0.15 кв. мм	№ 182 Вкрапленники	Микролиты
$V \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	75°	75°	76°	—
	66°	36°	43°	—
	28°	58°	50°	—
Двойниковый закон	—	Периклинов.	Карлсб.	—
Двойниковая плоскость и ось	—	—		—
№№ плагиоклаза	52	54	47	38
$2V$	+ 80°	+ 86°; + 76°	+ 80°	—
Погасание ⊥ M	—	—	26° — № 48	20°

При измерении в зональных кристаллах угла погасания $\perp M$, в отдельных зонах от центра к периферии имеем возрастающую кислотность плагиоклазового компонента: 26° — № 47, 22° — № 41, 20° — № 38.

Химический анализ этой разновидности алагезских андезито-базальтов представлен в табл. 12.

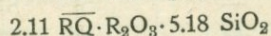
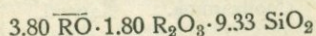
Таблица 12

Андезито-базальт левого берега р. Амперт, № 181			
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	56.27	0.9331	61.93
TiO ₂	1.00	0.0124	0.81
Al ₂ O ₃	17.29	0.1691	11.33
Fe ₂ O ₃	1.81	0.0113	0.75
FeO	5.29	0.0734	4.87
MnO	0.09	0.0012	0.07
MgO	4.40	0.1091	7.24
CaO	6.87	0.1225	8.13
Na ₂ O	2.97	0.0479	3.17
K ₂ O	2.42	0.0257	1.70
H ₂ O _{-110°} . . .	0.52	—	—
H ₂ O _{+110°} . . .	0.74	—	—
Сумма	99.67	1.5067	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 2.02; \beta = 60.04; \gamma = 1.66$$

$$RO : R_2O = 4.16 : 1$$

По Озанну

$$S = 62.74$$

$$A = 4.87 \quad a = 3.75$$

$$C = 6.46 \quad c = 4.99$$

$$F = 14.60 \quad f = 11.26$$

$$K = 1.10 \quad n = 6.51$$

$$s62.74 \quad a3.75 \quad c4.99 \quad f11.26 \quad n6.51$$

Наибольшую близость по химическому составу эти поверхностные андезито-базальтовые лавы правого берега р. Амперт обнаруживают с нижним, наиболее основным, горизонтом каньона Амперта (№ 99) и разбитыми в районе кратера Алагеза также нижними горизонтами андезитобазальтовых лав (№ 217, вершина 1695 саж.).

Несомненно, что выходящие в наиболее глубоких горизонтах кратерного района андезито-базальтовые лавы относятся к одному вулканическому циклу с описанными андезито-базальтами, имеющими обширную область распространения на южном склоне. Последняя дает с нижезалегающими дацитовыми эффузиями характерный родниковый горизонт, у которого расположена верхняя зона сс. Койтул — Аван — Караждаяр — Магда.

В отношении минералогического состава андезитобазальты кратерного района, обладая общей характеристикой строения основной массы с право-ампертскими лавами, несколько отличаются большей основностью плагиоклазовых фенокристаллов, которые, как видно из табл. 13, относятся к лабрадору.

Таблица 13

	Вкрапленники	Микролиты
$B \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	72°	—
	59°	—
	37°	—
Двойниковый закон	La Roc Tourné	—
Двойниковая плоскость и ось		—
№№ плагиоклаза	60	55
2 V	+ 80° — № 58	—
Погасание $\begin{cases} \perp M \\ \perp PM \end{cases}$	—	30°
	32° — № 60	—

Цветные минералы являются теми же, только более постоянное участие принимают довольно крупные оливиновые кристаллы.

Диопсид обладает: $Cn_g = 42^\circ$; $2V = +56$; $\gamma - \alpha = 0.023$. Ромбический пироксен: $2V = -58$. Плеохроизм: светлозеленоватый, розовый оливин; $\gamma - \alpha = 0.032$.

Химический состав этих вершинных андезито-базальтов второго вулканического цикла приведен в табл. 14.

Таблица 14

	Вершинная зона, № 217		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	55.10	0.9183	61.83
TiO ₂	1.02	0.0127	0.85
Al ₂ O ₃	17.78	0.1743	11.74
Fe ₂ O ₃	4.16	0.0260	1.75
FeO	3.45	0.0479	3.23
MnO	0.09	0.0012	0.08
MgO	3.60	0.0900	6.06
CaO	6.95	0.1241	8.36
Na ₂ O	3.81	0.0614	4.13
K ₂ O	2.78	0.0293	1.97
H ₂ O _{-110°}	0.93	—	—
H ₂ O _{+110°}	0.59	—	—
Сумма	100.24	1.4852	100.00

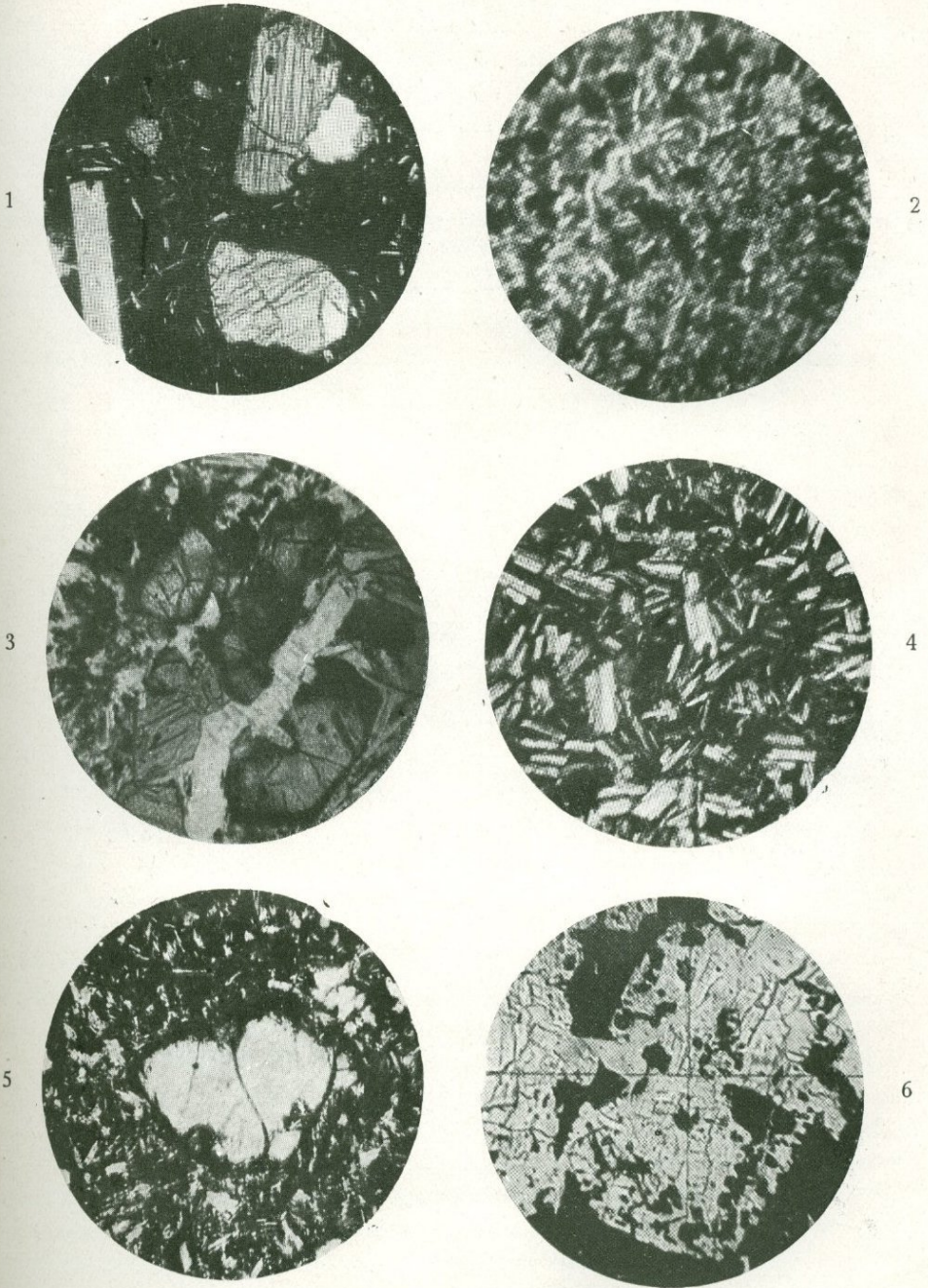
Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	По Озанну	
3.54 $\bar{R}O \cdot 2.00 R_2O_3 \cdot 9.18 SiO_2$	S = 62.68	
1.77 $\bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 4.59 SiO_2$	A = 6.10	a = 4.77
$\alpha = 1.92; \beta = 60.35; \gamma = 1.64$	C = 5.64	c = 4.41
RO : R ₂ O = 2.90 : 1	P = 13.84	f = 10.82
	K = 1.01	n* = 6.77
	s62.68 a4.77 c4.41 f10.82 n6.77	

5. ВЫВОДЫ

Для сравнительной характеристики различных типов андезито-базальтовых лав, явившихся продуктами эффузий основной магмы в различные вулканические циклы формирования Алагеза, можно предварительно при-



1 — Характер вкрапленников (оливин, пироксен, плагиоклаз) в черных андезито-базальтах Амперта. 2 — Основная масса андезито-базальтов Арихвалинского района. 3 — Оливиновые образования башкегских базальтов. 4 — Долеритовые базальты Ампертского каньона. 5 — Андезито-базальты вершинной зоны. 6 — Скелетные образования плагиоклазов в агджикалинского типа андезито-базальтах.

вести табл. 15, на которой сосредоточены магматические характеристики по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу в порядке предполагаемой последовательности их извержения по циклам.

Таблица 15

Андезито-базальты

Циклы	Район Алагеза	Магматические формулы			Коэффициенты			SiO ₂ в %
		\overline{RO}	SiO ₂	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β	γ	
I	Нижний горизонт Амперта, № 99	2.16	5.22	5.05	2.02	60.5	1.62	56.05
	Средний горизонт Амперта, № 114	2.00	5.24	3.75	2.10	57.25	1.75	58.23
	Верховья Дали-чая, № 268	2.06	5.36	3.56	2.12	57.09	1.75	56.95
II	Правый берег р. Амперт, № 181	2.11	5.18	4.16	2.02	60.04	1.66	56.27
	Район кратера, № 217	1.77	4.59	2.90	1.92	60.35	1.64	55.10
	Ших-хаджи, № 1215	1.94	4.92	3.77	1.99	59.75	1.67	56.30
III	Башкег — Арихвали, № 404	2.27	4.24	4.84	1.61	77.12	1.29	50.92
	Айгер-гель	1.83	3.83	3.80	1.59	—	—	—
Лавы Центрального Кавказа ¹	Кадис-хеви	1.85	4.83	3.90	1.98	—	—	57.36
	Сакохе	1.89	4.48	4.30	1.83	—	—	54.43
	Левый берег Арагвы против Млет	2.20	4.90	4.10	1.90	—	—	57.00
	1 ч. баз. + 1 ч. анд.	2.13	4.9	5.3	1.91	—	—	—

Составляя магматические характеристики андезито-базальтовых лав, принадлежащих к отдельным вулканическим циклам Алагеза, можно отметить сравнительно незначительные колебания состава магмы в пределах каждого цикла, сопровождаемые некоторым изменением при переходе от одного цикла к другому. Две фазы I цикла несколько различаются друг

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Полит. инст., XX, 1913, стр. 277.

от друга, что может быть иллюстрировано изменением коэффициента кислотности от 2.02 до 2.12.

Начиная со 2-й фазы I цикла, наблюдается увеличение основности, так как α от 2.12 переходит к $\alpha = 1.98$ (в среднем) для андезито-базальтов II цикла и к $\alpha = 1.61$, который характеризует базальтовые лавы последнего цикла.

При указанных колебаниях можно отметить, что в среднем состав андезито-базальтовых лав Алагеза, приблизительно, отвечает смеси I ч. базальта на I ч. андезита и является довольно выдержанным для массива типом, заслуживающим выделения в особую генетическую группу эффузивных образований.

При сопоставлении с диаграммами кривых распределения базальтов, андезитов и дацитов по % содержанию кремнекислоты, а также по коэффициентам кислотности, составленных Ф. Ю. Левинсон-Лессингом,¹ лавы Алагеза попадают в наиболее часто встречающуюся группу андезито-базальтов, для которой содержание SiO_2 указывается = 56—57%, а $\alpha = 1.91—2.00$

Из андезито-базальтовых лав Центрального Кавказа можно указать на наибольшую близость отдельных излияний нашего массива с лавами Сакохе, Кадис-хеви и млетскими лавами.

Представляет интерес сравнить магматический состав лав Армянского нагорья, поскольку они представлены в Алагезском массиве, с двумя вулканическими районами, вулканологические особенности и химический состав эффузий которых обнаруживают значительную аналогию с Алагезом. Это, с одной стороны, вулканические образования архипелага Эгейского моря, с другой стороны, вулканы Италии. В табл. 15 и 17 сопоставлены с соответствующими лавами этих районов базальтовые и андезито-базальтовые образования Алагеза.

Согласно исследованиям С. А. Kténas,² лавы вулканов Thèbes, Psathoura, Antistrovilas и Karabouroun андезино-авгитовых андезитов базальтовой фации, что вполне можно считать равнозначным андезито-базальтам Армянского нагорья. Плаггиоклаз этих лав относится к основным андезитам с содержанием An в пределах 44—49%, а само содержание плаггиоклаза в породе достигает 50%. В отношении химической характеристики лав Эгейского архипелага можно считать характерным высокое

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. О разграничении базальтов и андезитов. Изв. Геол. ком., XLIV, 1925, № 4, стр. 415 и 420.

² С. Kténas. Sur la nature volcanique des rochers de Coloyéri au centre de la Mer Égée. Comptes rendus, 178, 1904, p. 101; Contribution à l'étude géologique de la presqu'île d'Erythrée (Asie Mineure). Annuaire Scientifique de la Faculté des Sciences d'Athènes, 1925, 1, p. 57; Le volcan de Thèbes (Persouphli) en Thessalie. Practica de l'Académie d'Athènes, 1927, 2, p. 35.

Базальты

	Алагез III цикла	Вулканы Эгей- ского архипелага ¹	Вулкан Thèbes Фессалия	И т а л и я					Сардиния Monte Arci
				Этна историч. лавы	Этна срэд. по Washing- ton'у	Этна лавы плей- стоцена	Липарские острова — остров Устика		
SiO ₂ . . .	50.92	52.62	52.78	49.20	51.92	49.89	52.46	52.79	
TiO ₂ . . .	1.60	1.06	0.79	1.97	1.61	1.38	0.29	2.64	
Al ₂ O ₃ . . .	17.81	17.65	17.77	17.18	18.16	17.89	17.89	16.45	
Fe ₂ O ₃ . .	3.96	2.22	2.34	3.65	3.09	2.76	2.39	2.74	
FeO	5.12	4.53	4.37	6.79	5.37	6.36	7.11	6.44	
MnO	0.11	0.10	—	0.14	0.13	0.13	—	0.06	
MgO	6.10	6.91	7.05	4.50	3.90	4.67	5.64	5.56	
CaO	8.43	7.94	6.94	9.97	8.36	10.00	9.06	6.51	
Na ₂ O	3.55	3.57	3.53	4.54	4.85	4.40	3.81	3.64	
K ₂ O	1.88	2.74	2.82	1.60	2.00	1.76	1.11	1.21	
P ₂ O ₅	—	0.58	0.40	0.46	0.62	0.76	0.16	0.39	
NiO	—	—	—	—	—	—	—	0.18	
H ₂ O—110°	0.19	0.15	0.17	—	—	—	1.22	0.21	
H ₂ O+110°	0.49	0.25	0.82	—	—	—		1.02	
Сумма . .	100.16	100.34	99.90	—	—	—	101.09	99.84	
Аналитики	М. М. Сту- калова	M. Raoult		По Rittmann'y ²			M. Stark ³	Washington ⁴	

¹ C. Ktésas. Les laves andésitiques à facies basaltique de la Mer Égée septentrionale. Practica de l'Académie d'Athènes, 1928, 3; V. Hilber u. Hippen. Gesteine aus Nordgriechenland. Neues Jahrb. für Min. etc., Bd. 18, 1903, S. 1.

² A. Rittmann. Der Ätna und seine Laven. Die Naturwissenschaften, 1929, H. 6, S. 98.

³ M. Stark. Die Gesteine Ustikas und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der Liparischen Inseln. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 1904, XXIII, H. 6, S. 512.

⁴ H. S. Washington. Some Lavas of Monte Arci, Sardinia. Amer. Journ. of Sc., 1913, XXXVI, p. 589.

Андезито-базальты

	А л а г е з			Вулканы архипелага Эгейского моря ¹		И т а л и я			Сардиния Monte Pischinale ³
	I цикл		II цикл	Остров Хиос	Карабу- рун Эри- трея	Вульзинит-циминит ²			
	1 фаза	2 фаза				Monte Santa-Croce	Radico- fani		
SiO ₂ . . .	56.05	56.95	56.27	55.42	55.04	55.69	55.00	55.23	56.60
TiO ₂ . . .	0.93	1.56	1.00	0.62	0.76	Следы	—	0.84	0.99
Al ₂ O ₃ . . .	16.91	15.79	17.29	17.07	16.03	19.08	14.38	14.06	16.80
Fe ₂ O ₃ . . .	2.80	3.59	1.81	1.46	2.28	4.07	} 9.29	5.06	2.52
FeO	4.31	3.82	5.29	4.21	4.11	3.26		4.12	5.12
MnO	0.07	0.09	0.09	0.10	0.12	Следы	—	0.57	0.13
MgO	5.21	4.35	4.40	6.32	6.10	3.41	7.72	4.00	3.80
CaO	7.77	6.17	6.87	7.58	7.66	6.87	8.51	9.34	7.29
Na ₂ O	2.34	3.08	2.97	3.21	3.24	2.89	2.25	2.07	2.43
K ₂ O	2.59	2.88	2.42	2.27	2.57	4.41	2.52	2.43	1.98
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	0.84	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	1.33	0.12
H ₂ O—110° .	0.51	0.90	0.52	0.26	0.29	0.17	0.48	1.07	0.58
H ₂ O+110° .	0.44	0.63	0.74	1.68	1.34	—	—	—	1.80
Сумма . . .	99.93	99.81	99.67	100.27	99.73	99.85	100.15	100.12	100.16
Аналитики	М. М. Стукалова			M. Raoult		H. Washing- ton	Rath	Ric- ciardi	H. Washing- ton

¹ C. Kténas. Les laves andésitiques à facies basaltique de la Mer Égée septentrionale. Practica de l'Académie d'Athènes, 1928, 3.

² H. S. Washington. Italian petrological sketches. V. Summary and conclusion. Journ. of Geol., 1897, V, № 4, pp. 352, 358.

³ H. S. Washington. Some lavas of Monte Arci, Sardinia. Amer. Journ. of Sc., 1913, XXXVI, p. 589.

содержание MgO , которое колеблется в пределах 6—7% и относительно высокое содержание окиси калия (около 3%).

В этом отношении эти лавы ближе подходят к базальтам последнего излияния Алагеза, чем к базальтам Италии (Этна).

Интересно также, что, несмотря на высокое содержание K_2O в эгейских базальтовых фациях, „tantôt l'anorthose et l'orthose y sont exprimées, tantôt elles se trouvent à l'état virtuel“.

Возраст рассматриваемых эффузий также может быть сопоставлен со временем извержений Алагеза. По указанию С. Ktépas в районе вулкана Фебес в Фессалии может быть подмечено соотношение лавовых излияний с плиоценовыми осадочными образованиями, заключающими Helices, Limnées, Hydrobios, которые могут быть отнесены к левантинскому возрасту. Вулканическая активность Фебеса совпала с послелевантинским возрастом, если не с четвертичным временем.

Сравнение базальтов III цикла Алагеза с лавами Этны также позволяет установить почти полное их тождество как в отношении общей их магматической характеристики, так и в отношении содержания щелочей. Из базальтовых излияний Этны различного возраста, алагезские базальты ближе подходят к плейстоценовым излияниям, чем к более поздним историческим лавам этого итальянского вулкана, характеризующимся более основным типом.

Интересно также сопоставление Алагезских базальтов с базальтами Сардинии, изученными Washington'ом.¹ По указанию последнего, базальты в форме дейк секут плиоценовые мергели вблизи Ales. Характерно, что в отношении некоторых деталей минералогического состава базальтовые лавы Сардинии обнаруживают аналогию с особенностями порообразующих минералов основных лав Алагеза. Так, бесцветный пироксен обнаруживает также постмагматические, повидимому, изменения, заключающиеся в появлении желтоватокоричневых зон. Характерно также появление в качестве продуктов метаморфизации пироксенов, образований идингсита подобно оливиновым продуктам изменения.

Крайне близкое соотношение, андезито-базальты Алагеза, являющиеся продуктами излияний II и I циклов, обнаруживают с своеобразными дериватами соответствующей магмы в Италии, которые были названы Washington'ом² чиминитами и вульзинитами. Большая часть последних более кислых разностей может быть сопоставлена уже с андезито-дацитами Алагеза. Минералогический состав итальянских лав характеризуется присутствием, наравне с основным плагиоклазом, также щелочного полевого шпата. Цветные минералы представлены авгитом и оливином с второсте-

¹ H. S. Washington. Some lavas of Monte Arci. Sardinia, p. 588.

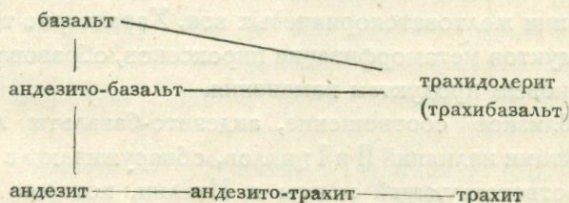
² H. S. Washington. Italian petrological sketches, pp. 351—360.

пенным участием магнетита и апатита. При близком содержании K_2O в лавах Армянского нагорья (2.40—2.90%), калиевые полевые шпаты остаются, как известно, в „потенциальном“ состоянии в основной массе. Правда, в некоторых чиминитах содержится гораздо больше K_2O , которая доходит до 7.65%, например, в лавах L'Arso, остров Ischia.

Интересно привести пересчет состава итальянских андезито-базальтовых лав на минералогический состав и сравнить с подсчитанным минералогическим составом среднего алагезского андезито-базальта.

	Средний андезито-базальт Алагеца	Чиминит	Вульзинит
Ортоклаз	13.97	39.4	44.3
Альбит	27.51	15.2	27.0
Анортит	25.02	22.8	14.1
Оливин	—	10.2	—
Диопсид	20.75	8.7	3.2
Магнетит	4.48	3.0	—
Биотит	—	—	4.8
Второст. минералы . . .	8.26	0.7	6.6
	100.00	100.0	100.0

Чиминиты, некоторые из представителей которых оказываются довольно близкими алагезским андезито-базальтам, рассматриваются Ф. Ю. Левинсон-Лессингом¹ как трахи-базальты или трахи-долериты, причем им дается следующее схематическое взаимоотношение между рассмотренными основными типами лав:



Трахи-базальты (чиминиты) могут считаться представителями богатой калием и магнией магмы, в то время, как эссекситы являются дериватами магмы, богатой окисью натрия и бедной магнией.

¹ F. Loewinson-Lessing. Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. III. Ueber Alboranit und Santorinit und über die Grenzen der Andesitfamilie. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 1900, Bd. 19.

III. АНДЕЗИТЫ

Породы андезитового семейства, игравшие значительную роль в формировании вулкана в последние фазы вулканической деятельности (вероятно, только втечении III цикла), дают в то же время, по сравнению с другими семействами лав (андезито-базальтов и дацитов), сравнительно мало вариаций, в особенности, в химическом составе. Это довольно однообразный для Алагеза магматический тип.

По отношению к андезитам, точно так же, как и по отношению к ниже рассматриваемым андезито-дацитам, можно отметить, что отдельные порции андезитовой магмы, извергавшиеся последовательно даже в пределах одной вулканической фазы, как это можно наблюдать, например, на северо-восточном склоне (Хаджихалильский район) в зависимости от худших или лучших условий кристаллизации, давали или темносерые, частью стекловатые разности, развитые в нижней зоне, или серые и светлосерые разновидности андезитовых лав, слагающие наиболее высокие горизонты этого района. Характерные для южного склона андезитовые потоки (Пираган, Такия, Кизылы) вследствие крайне быстрой своей кристаллизации, дали характерные, почти черные, плотные лавы, отличающиеся даже под микроскопом своим черным аморфным базисом.

1. ПОВЕРХНОСТНЫЙ ПОТОК АНДЕЗИТОВОЙ ЛАВЫ СРЕДНЕЙ ЗОНЫ АЛАГЕЗА (Зона 1500 м)

Наиболее развитой в средней зоне Алагеза разновидностью андезита, в форме поверхностных потоков и покровов, является, как указано выше, черная, реже темносерая порода, слагающая отдельные участки сплошным покровом, чаще же являющаяся в виде характерной глыбовой лавы, в форме отдельных конусов, шишек и т. д.

Можно выделить некоторые разности.

Плотная черная порода (напр., Кетаклинский овраг при пересечении с дорогой Пираган—Парби) с параллельно ориентированными, вытянутыми порами (до 0.6×0.5 мм). Макроскопические длиннопризматические прозрачные кристаллы полевошпатовых вкрапленников.

Под микроскопом порода обладает порфировой структурой с андезитовым (гиалопилитовым) строением основной массы; состав основной массы: — микролиты плагиоклазов (0.04×0.02 мм), зернышки пироксена и идиоморфные кристаллики магнетита.

Количество вкрапленников по отношению к основной массе (главным образом плагиоклазы) не менее 50% всей породы по объему.

Преобладают длинно-призматические вкрапленники плагиоклазов с периферической оторочкой, переполненной включениями стекловатого

базиса. В меньшем количестве присутствуют более крупные таблитчатые кристаллы с зональным строением.

Оптические константы, определенные на Федоровском столике, представлены в табл. 18.

Таблица 18

Вкрапленники	I	II	III	IV
	№ 83 \perp PM	№ 83 \perp PM	№ 84 \perp PM	№ 84 \perp PM
B $\left\{ \begin{array}{l} n_g \\ n_p \\ n_m \end{array} \right.$	33°	56°	39°	50°
	76°	78°	87°	69°
	62°	37°	52°	46°
№№ плагиоклаза	53	48	52	55
2 V	+ 88°	+ 88°	+ 90°	+ 90°

Углы погасания в разрезах \perp PM — + 30, что указывает на плагиоклаз № 55 — лабродор — андезин.

Темносерые и черные андезитовые лавы, характерные для конечных языков лавы и шишек. Район Пираган — Парби — Такия. Макроскопически — призматические вкрапленники плагиоклазов.

Под микроскопом: основная масса андезитовая; состоит, главным образом, из микролитов плагиоклазов и рудных выделений, пропитанных железистым стеклом. Микролиты плагиоклазов с вилообразными на концах разветвлениями; повидимому, преобладает прямое погасание. Пироксеновые зерна, что является характерным для этой андезито-базальтовой разности, в основной массе отсутствуют.

Плагиоклазовые вкрапленники двух типов.

а) Более крупные идиоморфные широкопризматические кристаллы с несколько меньшим двупреломлением и зональным строением (до 2 мм). Эти кристаллы, обладающие иногда тонко-зональным сложением, содержат многочисленные включения стекловатого базиса, распределяющиеся то в центральной части кристалла, то в периферической. Реже равномерное распределение по всему кристаллу.

б) Большая часть плагиоклазовых вкрапленников принадлежит к длиннопризматическим образованиям, обладающим большей частью полисинтетическим двойниковым сложением. Часто эта группа вкрапленников лишена стекловидных включений.

Пироксены — светлозеленоватые в этих лавах представлены исключительно вкрапленниками. Довольно крупные (1.5—2 мм) кристаллы лишены идиоморфных контуров; часто, как бы раздроблены с последующей кри-

сталлизацией вокруг них плагиоклазового вещества. Последнее является своеобразным цементом для пироксеновых образований. Иногда, зональное строение пироксенов. Пироксен, почти исключительно, моноклинический.

Оливин присутствует в подчиненном количестве не во всех выходах этой разновидности. Наблюдаются характерные взаимные прорастания оливиновых и пироксеновых кристаллов, окруженных плагиоклазовыми новообразованиями.

Оптические константы плагиоклазовых вкрапленников этой разновидности андезито-базальтовых лав могут быть пояснены следующим:

Вкрапленники	
B	$\left\{ \begin{array}{l} p_g \quad 68^\circ \\ p_p \quad 69^\circ \\ p_m \quad 30^\circ \end{array} \right.$
№ плагиоклаза	78
$2V$	-84°

Андезитовая лавовая брекчия. В некоторых районах (напр., окрестности с. Пираган) с выходом этих глыбовых поверхностных лав связано нахождение своеобразных брекчий. К ним может быть отнесена черная, довольно однородная порода, выходящая восточнее с. Пираган (1350 м) с большим количеством мелких остроугольных включений коричневокрасноватой лавы и многочисленными макроскопическими вкрапленниками полевых шпатов.

Под микроскопом брекчиевидная структура: мельчайшие кусочки „андезитовой лавы“ и вкрапленников, сцементированных буроватым аморфным базисом. Последний, большею частью, имеет сплошной характер, но местами имеются участки, напоминающие своим петлевидно-волокнистым строением туфовую лаву, местами же основная масса носит характер флюидалных потоков.

Вкрапленниками являются: плагиоклазы — широкие, несколько оплавленные кристаллы с крупными включениями буроватого стекла и моноклинические пироксены. Константы последнего: $2V = +74^\circ$; $C_{ng} = 56^\circ$; $\gamma - \alpha = 0.02$.

По химическому типу описанные черные разности алагезских лав, образующих на значительных пространствах средней зоны потоки и покровы, а также являющиеся продуктами изменений периферических аппаратов (район Кизылов), как показывают анализы приведенные в табл. 19, могут быть отнесены к андезитам, с чем согласуется и их минералогическая характеристика.

	Поток Пираган—Такия, № 126			Лава Кара-кянлу, № 311		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные % ₀	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные % ₀
SiO ₂	59.44	0.9907	65.28	59.83	0.9922	66.41
TiO ₂	0.91	0.0113	0.74	1.20	0.0149	0.99
Al ₂ O ₃	16.02	0.1570	10.35	16.52	0.1616	10.82
Fe ₂ O ₃	1.68	0.0105	0.69	1.98	0.0124	0.83
FeO	4.96	0.0689	4.54	3.97	0.0551	3.69
MnO	0.09	0.0013	0.08	0.07	0.0009	0.06
MgO	3.47	0.0868	5.72	2.77	0.0687	4.60
CaO	5.66	0.1011	6.66	5.45	0.0972	6.50
Na ₂ O	4.08	0.0658	4.34	3.37	0.0544	3.64
K ₂ O	2.28	0.0243	1.60	3.45	0.0366	2.46
H ₂ O-110°	0.65	—	—	0.17	—	—
H ₂ O+110°	0.72	—	—	1.36	—	—
Сумма	99.96	1.5177	100.00	100.14	1.4940	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

По Озанну

Поток Пираган—Такия (№ 126)

3.48 \overline{RO} · 1.67 R₂O₃ · 9.90 SiO₂

S = 66.02

2.08 \overline{RO} · R₂O₃ · 5.92 SiO₂

A = 5.94 a = 5.03

 $\alpha = 2.33; \beta = 52.02; \gamma = 1.92$

C = 4.41 c = 3.73

RO : R₂O = 2.86 : 1

F = 13.28 f = 11.24

K = 1.14 n = 7.30

*66.02 *5.03 *3.73 †11.24 ‡7.30

Лава Кара-кянлу (№ 311)

3.13 \overline{RO} · 1.74 R₂O₃ · 9.92 SiO₂

S = 67.40

1.79 \overline{RO} · R₂O₃ · 5.70 SiO₂

A = 6.10 a = 5.60

 $\alpha = 2.39; \beta = 48.95; \gamma = 2.04$

C = 4.72 c = 4.34

RO : R₂O = 2.44 : 1

F = 10.96 f = 10.06

K = 1.14 n = 5.97

*67.40 *5.60 *4.34 †10.06 ‡5.97

2. АНДЕЗИТЫ (Кристобалитизированные)

Северовосточный склон массива, резко морфологически отличающийся от других районов, своей наибольшей возвышенностью над прилегающими районами восточного и северного склонов, сложен до высоты 3300 м из мощных излияний, которые можно по времени отнести к наиболее молодым эффузиям и разделить, по крайней мере, на три значительных по мощности комплекса кислых и средних лав.

На нижние характерные бугристо-глыбовые лавовые излияния, образующие район сс. Хаджи-халил и Танагирмаз, вместе с возвышенностью Калачи-тапа, налегают два горизонта андезитовых лав, отличавшихся условиями кристаллизации и давших две разности: нижних плотных темно-серых андезитов и верхней эффузии, представленной светлосерыми лучше закристаллизованными разностями той же магмы.

Под микроскопом последние андезиты характеризуются порфировой структурой с андезитовой основной массой: тонкие иголки плагиоклаза, преобладающие в основной массе и более редкие таблитчатые образования пироксена погружены в почти прозрачное стекло. Последнее вместе с общей кристалличностью, повидимому, и обусловливает светлую окраску этой разности вершинных андезитовых лав. При указанном преобладании бесцветных аморфных участков базиса, все же наблюдается сохранение некоторых участков, в которых роль склеивающей микролиты массы играет буроватожелтое стекло, являющееся переходным к тому типично бурому стеклу, которое является составной частью основной массы темной разности андезитов. Индивидуализации из основной массы подвергся магнетит, содержание которого в светлой разности значительно превышает участие Fe_3O_4 в темной разновидности, которая задержала большую часть окислов железа в своем буром базисе.

К кристаллообразованиям основной массы нужно отнести многочисленные кристобалитовые образования, которые имеют разнообразный характер, в большинстве случаев связанный с раскристаллизацией основной массы, чем с выполнением миаролитовых пустот кристобалитовым веществом, как это наблюдается в некоторых андезито-дацитах и дацитах Алагеза. Часто наблюдаются радиально-лучистые сферолиты кристобалита, часто же он заменяет, как бы, базис, склеивая микролиты плагиоклаза и пироксена. Повидимому, его генезис не только захватывает постмагматическую стадию изменения только что сформированной горной породы, но и предшествующий конечный период затвердевания основной массы лавового потока. Вкрапленники андезитов, занимающие не менее 22% всей породы, принадлежат к плагиоклазам (0.25×0.55 мм — 0.9×1 мм), а также к моноклиническому и ромбическому пироксенам.

Крупные призматические фенокристаллы часто переполнены крайне прихотливыми включениями и втеками основной массы, которая сохраняет свое строение и характер входящих в нее микролитов. Наряду со скелетными образованиями, играющими несомненную роль при образовании этих кристаллов, возможно, что происходит растрескивание под влиянием термических колебаний крупных вкрапленников плагиоклаза, с последующим заполнением мельчайших трещин базисом, оплавившим эти части, единого прежде кристалла и сохранением общих контуров. Наряду с этим встречаются плагиоклазовые кристаллы с резко ограниченными зонами, составленными из скелетных образований с запутанной в них основной массой или только стеклом. Состав плагиоклазов как фенокристаллов, так и микролитов, несколько различается в андезитах этих двух мощных потоков, как показано в табл. 20.

Таблица 20

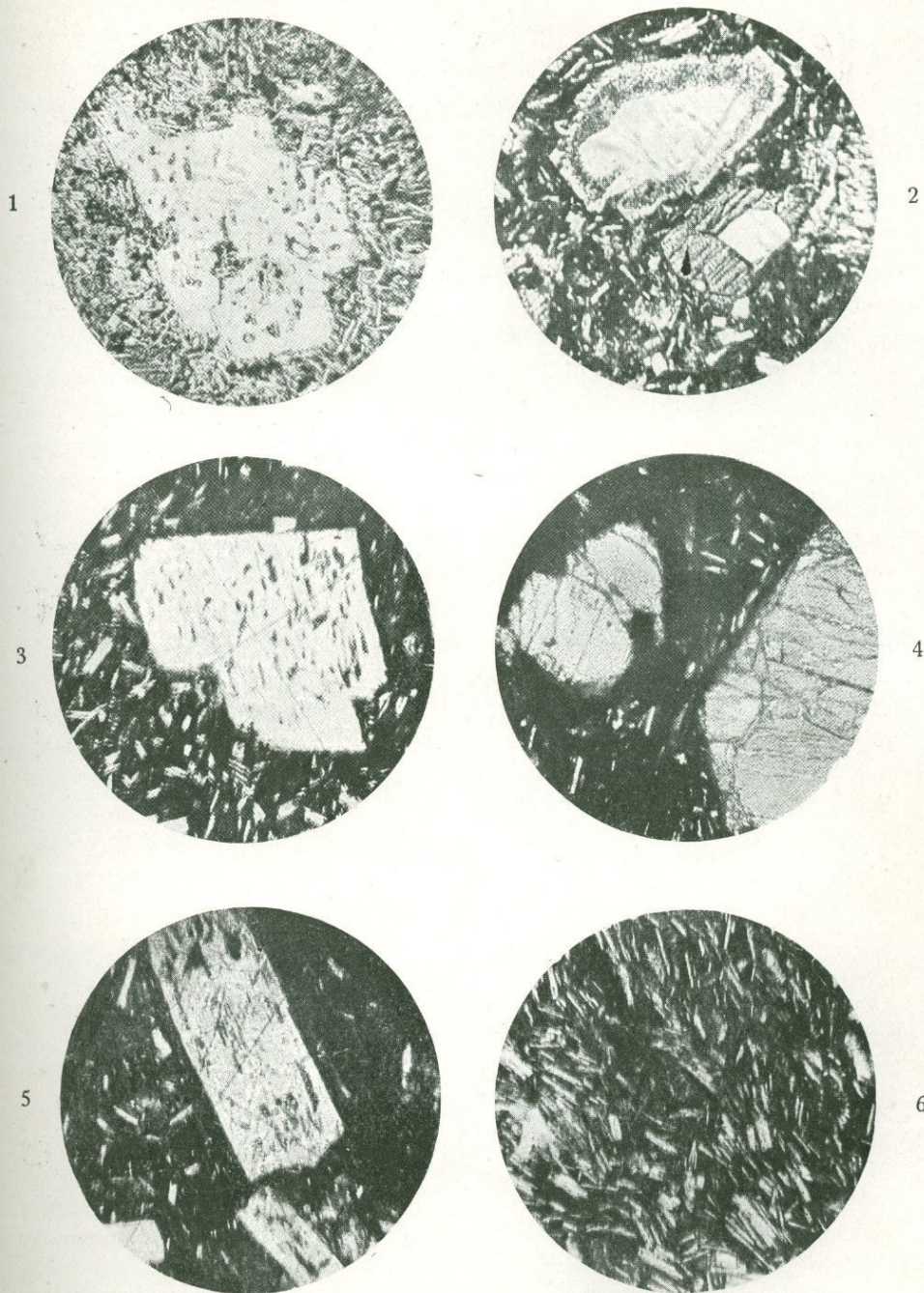
	Нижний комплекс, № 1351		Верхний комплекс, № 1353	
	Вкрапленники	Микролиты	Вкрапленники	Микролиты
$\left. \begin{matrix} n_g \\ n_p \\ n_m \end{matrix} \right\} B$	70°	—	18°	—
	45°	—	88°	—
	58°	—	72°	—
Двойниковый закон	Карлсб.	—	Альбит.	—
Двойниковая плоскость и ось		—	⊥	—
№№ плагиоклаза	43	44—43	39	32
2 V	+ 87°	—	90°	—
Погасание ⊥ M	—	23—24°	22°	15°

Плагиоклазы могут быть отнесены к андезину.

Моноклинический пироксен обычного диопсидового габитуса — слабо-зеленоватый; иногда встречаются корродированные образования диопсида в круглых фенокристаллах плагиоклазов. $Sn_g = 35 - 41^\circ$; $2V = +64^\circ$.

Ромбический пироксен обычно почти совершенно бесцветный с слабым плеохроизмом в желтоваторозовых тонах. $2V = +79^\circ$; $\gamma - \alpha = 0.008$.

Химический состав этой разновидности андезитовых лав Алагеза приведен в табл. 21.



1 и 2 — Плагиоклазовые включения в ампертиках андезито-базальтах второго вулканического цикла. 3 — Плагиоклазы с „включениями“ аморфного базиса в темных андезито-базальтах агджикалинского типа. 4 — Оливиновые включения в той же породе. 5 — Микроструктура андезитовой лавы потоков Пираган — Такия. 6 — Микроструктура андезитовых потоков местных центров (Кизылы — Кюракянлу).

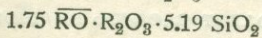
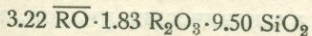
Таблица 21

Гора Шиш-тапа, № 1353			
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	59.30	0.9502	64.79
TiO ₂	0.92	0.0114	0.77
Al ₂ O ₃	16.78	0.1642	11.20
Fe ₂ O ₃	2.88	0.0186	1.27
FeO	3.03	0.0420	2.86
MnO	0.03	0.0004	0.03
MgO	3.53	0.0875	5.97
CaO	6.31	0.1125	7.67
Na ₂ O	3.29	0.0530	3.61
K ₂ O	2.54	0.0269	1.83
H ₂ O-110°	0.50	—	—
H ₂ O+110°	0.93	—	—
Сумма	100.04	1.4667	100.00

Аналитик К. И. Аргентов

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 2.19; \beta = 52.98; \gamma = 1.89$$

$$RO : R_2O = 3.02 : 1$$

По Озанну

$$S = 65.56$$

$$A = 5.44 \quad a = 4.68$$

$$C = 5.76 \quad c = 4.96$$

$$F = 12.04 \quad f = 10.36$$

$$K = 1.16 \quad n = 6.63$$

$$^s 65.56 \quad ^a 4.68 \quad ^c 4.96 \quad ^f 10.36 \quad ^n 6.63$$

Нижняя фация темносерых андезитов является тождественной по химическому составу с верхними серыми андезитами, как показывает определение SiO₂ = 59.87 %.

3. ВЫВОДЫ

При сравнении алагезских андезитовых лав с лавами Центрального Кавказа, подходя к этому вопросу с формальной стороны, можно найти мало тождественных петрографических образований, при значительном в то же время распространении лавовых излияний всей комплексной андезитовой группы.

Вся совокупность данных по распространению и химизму андезито-базальтовых, андезитовых и андезито-дацитовых лав на Алагезе, говорящая о тесной генетической связи всех этих трех магматических вариаций средней лавы, подтверждает соотношение между этими группами, установленными Ф. Ю. Левинсон-Лессингом.¹ При анализе вариационной кривой, последний подчеркивает: „ RO дает плавную кривую, обнимающую всю совокупность андезитов от наиболее бедных кремнекислотой до наиболее богатых ею с резким максимумом в области центральной характерной группы. Кривая для α , напротив того, дает, кроме главного центрального максимума, еще два боковых менее значительных максимума, говорящих о том, что кроме главного центрального типа андезитов, существуют еще два более или менее резко очерченных типа; один из них уклоняется в сторону дацитов — это андезито-дациты, другой в сторону базальтов — это андезито-базальты.. Для меня совершенно очевидно, что андезито-дациты и андезито-базальты должны быть отделены от андезитов в тесном смысле этого слова и выделены под этими названиями. В интрузивной фации им соответствуют сиенито-диориты и габбро-диориты. И если сторонники более широкого понимания семейств изверженных пород все-таки будут считать все три типа андезитовых пород за андезиты в широком смысле слова, то все же они должны будут признать существование, наряду с типом нормального андезита в тесном смысле слова, тип дацитового (андезито-дацита) и тип базальтового (андезито-базальта) андезита“.

Разделение андезитового семейства лав на три указанных типа, как показывает изучение такого замкнутого в себе вулканического массива, как Алагез, обладавшего рядом отдельных вулканических циклов, является еще целесообразным с той стороны, что позволяет следить за характером химического изменения магматического бассейна при длительно протекающем вулканическом процессе. В этом отношении характерно, что лавовые эффузии Алагеза, которые могут быть отнесены к андезитам в тесном смысле этого понятия, являются, повидимому, самыми молодыми лавами, появившимися из очага нашего вулкана в результате длительного магматического изменения бассейна, протекавшего в ряде вулканических

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. О пределах и подразделениях семейства андезитов. Изв. Геол. ком., XLIII, 1924, № 6, стр. 731.

Андезиты

	А л а г е з			Кавказ	Эгейский архипелаг	И т а л и я	
	Поток Пираган-Такия, № 126	Кюра-кянлу, № 311	Северный склон, № 1353	Северный Кавказ близ Грозного ¹	Остров Милос ²	Сардиния ³	
						Monte Furru	Monte Arci
SiO ₂ *	59.44	59.83	59.30	59.92	57.04	60.14	61.08
TiO ₂	0.91	1.20	0.92	0.52	0.75	0.62	1.76
Al ₂ O ₃	16.02	16.52	16.78	19.03	15.74	16.65	13.66
Fe ₂ O ₃	1.68	1.98	2.88	2.20	3.38	2.94	0.70
FeO	4.96	3.97	3.03	2.54	4.79	2.39	5.61
MnO	0.09	0.07	0.03	0.45	0.13	0.06	—
MgO	3.47	2.77	3.53	1.96	4.01	1.16	4.69
CaO	5.66	5.45	6.31	6.93	8.60	5.21	4.84
Na ₂ O	4.08	3.37	3.29	4.99	3.31	3.41	3.84
K ₂ O	2.28	3.45	2.54	1.46	1.73	2.51	2.23
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0.07	0.17
H ₂ O _{-110°}	0.65	0.17	0.50	—	0.13	0.54	0.49
H ₂ O _{+110°}	0.72	1.36	0.93	—	1.13	3.98	0.74
Сумма	99.96	100.14	100.04	100.00	100.74	99.68	99.81
Аналитики	М. М. Стукалова		К. И. Аргентов	Ф. Я. Аносов	R. Sonder	H. Washington	

циклов. Так, к ним относятся: мощные излияния андезитов на северо-восточном склоне массива (хаджихалильский тип), имевшие, в свою очередь, не менее двух фаз своего формирования (светлая и темная разность); черные андезиты юго-восточного склона, образующие мощные потоки на

¹ А. П. Герасимов. Следы третичной вулканической деятельности близ г. Грозного. Изв. Геол. ком., XXXIX, 1920, № 3—6, стр. 399.

² R. A. Sonder. Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zeitschr. für Vulkanol., VIII, 1925, H. 4, S. 220.

³ H. S. Washington. Some Lavas of Monte Arci, Sardinia. Journ. of Science, XXXVI, 1913, p. 587.

склоне Пираган — Такие и перекрывающие по Б. Л. Личкову самую молодую террасу Абаран-чая; периферические андезитовые излияния, связанные с самостоятельным небольшим очагом в районе северо-восточного вулканчика из группы Кизылов.

В химическом отношении алагезские андезиты близко подходят к составу грозненского андезита, изученного А. П. Герасимовым.¹ Последний относит эту породу к витрофировым гиперстено-амфиболовым андезитам. По отношению к возрасту грозненского андезита, автор замечает, что „если в век акчагыла и апшерона были возможны взрывные извержения с выбросами пирокластического материала, то, разумеется, были возможны и, как мы видим, действительно, происходили излияния лав“.

Из других вулканических районов представляет интерес сравнить андезиты Алагеза с теми вулканическими областями, с которыми сравнивается Алагез и при описании других петрографических типов Армянского нагорья, т. е. с архипелагом Эгейского моря и итальянскими вулканическими районами. В первом можно указать группу островов Милоса, изученную Sonder'ом и более подробно рассмотренную ниже при описании дацитового типа алагезских лав.

Из андезитового семейства на островах Милоса указываются автором гиперстен-авгит-андезиты и плагиоклаз-андезиты, объединяемые Sonder'ом в группу диоритовых вулканитов. Лавы эти относятся к третьей эруптивной фазе, причем наиболее основные породы оказываются и наиболее юными из всей серии. Точно так же, как в алагезских андезитах, роль вкрапленников здесь играют авгит, гиперстен и плагиоклаз, каковым здесь является андезин-лабрадор или лабрадор-битовнит. Интересно для сравнения отметить, что более кислые разновидности лав Милоса содержат среди пироксеновой составной части более гиперстена, чем авгита, который более присущ основным лавам.

На приведенной выше таблице сравнены с алагезскими андезитами также соответствующие лавы острова Сардинии, по описанию Washington'a. Андезиты Monte Arci обнаруживают два структурных типа: один голокристаллический с офитовой структурой и другой витрофировый. Пироксеновая составная часть точно так же, как в других районах, состоит из гиперстена и авгита, количественные взаимоотношения между которыми варьируют в различных типах (витрофировый тип содержит мало авгита).

В описываемом Washington'ом районе Monte Arci, кроме рассмотренных андезитов, имеются как более кислые члены эффузивов: риолиты (Liparose), трахиты (Phlegrose), так и более основные — базальты (Andose). Сами андезиты относятся автором к гиперстеновым андезитам (Dacose and Tonalose).

¹ А. П. Герасимов. Там же, стр. 412.

IV. АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ

Андезито-дацитовые лавы представлены в массиве рядом разностей, отразивших на себе физические условия характера застывания лавовых потоков. Здесь, в зависимости от количественного соотношения в основной массе кристаллических компонентов и аморфного базиса, представляющего собой часто буроватое железистое стекло, получаются или более темные, почти черные разности, характерные, например, для поверхностных покровов южного склона на правом берегу Архашана; темносерые лавы, характеризующие своеобразный район восточного склона в районе сс. Алигочак — Баш-абаран или, наконец, наиболее кристаллизованные светлосерые плотные андезито-дациты вершинного пояса, дающие также характерный гельзиаратский тип. В отношении химического состава все описываемые ниже разности андезито-дацитовой магмы являются почти тождественными.

1. ЧЕРНЫЕ АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ

Значительное распространение в качестве одного из более поздних продуктов вулканической деятельности имеет своеобразная темносерая, почти черная лава с крупными белыми полевошпатовыми вкрапленниками. Местами наблюдается их правильное ориентированное распределение в лаве, указывающее на интрателлурический характер их кристаллизации. На южном склоне Алагеза эти лавы развиты, преимущественно в восточной части: так, на левом берегу Архашана, выше верховьев Инаклинского оврага, как бы следующей высотной зоной за плато с кочевками против крепости Амперт, протягивается в направлении северозапад—юговосток ряд возвышенностей, сопочек и шишек, составленных из рассыпающейся на глыбовую отдельность указанной темносерой лавы. В этом районе эти лавы образуют поверхностные покровы с крупно-глыбовой отдельностью на высоте 2250—2350 м и протягиваются еще выше.

Аналогичная по характеру лава залегает поверх серых андезито-дацитовых лав в верховьях Дали-чая по правому его берегу, образуя такие же в морфологическом отношении лавовые покровы. Таким образом, будучи денудирована на некоторых участках, эта разновидность андезито-дацитовой лавы имеет распространение с севера на юг, приблизительно, 2—3 км, образуя мощные лавовые покровы, мощностью до 100 м.

В отношении инфильтрационной способности, эта лава, благодаря характеру своей отдельности и способности давать разнообразной величины осыпи, должна быть отнесена к крайне легко проницаемым.

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

Микролиты толсто-призматического габитуса. Общий характер основной массы в отношении присутствия нескольких групп микролитов, а также размеров их, характера кристаллизации, сближает эту лаву с лавами верховьев Архашана и Амперта (скала Монах, Гель-зиарат). Отличием является присутствие коричневатого аморфного базиса, который, ввиду лучшей кристаллизации лав верхней зоны Алагеза, заменен в них мелкими образованиями плагиоклазовых микролитов. Более крупные микролиты 0.1×0.05 мм.

Что касается вкрапленников плагиоклаза и отношения к ним основной массы, в частности стекловатого базиса, то в этой поверхностной лаве заметно сильнейшее воздействие основной массы на вкрапленники, проявляющееся в значительной их оплавленности и переполнении мельчайшими ветками аморфного базиса. Эти же явления в начальной стадии наблюдаются в лавах окрестностей оз. Кара-гель. Наиболее крупные вкрапленники плагиоклаза достигают 1.2×1.8 мм, чаще же встречаются средних размеров кристаллы $0.5 - 0.8 \times 0.4 - 0.3$ мм.

Таблица 23

	№ 174		№ 175	Микролиты
	Вкрапленники		Небольш. вкрапленники	
В $\left\{ \begin{array}{l} n_g \\ n_p \\ n_m \end{array} \right.$	29°	22°	75°	—
	73°	79°	54°	—
	66°	70°	40°	—
№№ плагиоклаза	57.54	47.44	40—41	40
2 V	+ 72°; + 74°	+ 66°; + 60°	+ 86°	—
Погасание $\left\{ \begin{array}{l} \perp M \\ \perp PM \end{array} \right.$	—	—	22°	22°
	—	—	24°	—

Углы оптических осей, измеренные отдельно, дают $2V = +86^\circ - 66^\circ$.

Таким образом, вкрапленники плагиоклазов принадлежат преимущественно к андезину.

Кристаллы бесцветного моноклинического пироксена размеров $0.6 - 0.8 \times 0.4 - 0.3$ мм. Резко выраженная спайность; плеохроизм отсутствует. Со слабыми поляризационными цветами: $\gamma - \alpha = 0.019$. $2V = -60$ до 68° ; погасание $S_{pg} - 43^\circ$. Сравнительно редко встречаются сечения ромбических пироксенов, обладающих $2V = -60^\circ$.

Биотит в виде немногих крупных сильно оплавленных кристаллов, окруженных оторочкой из мелко-зернистых образований рудного вещества, которое в форме дендритных скелетных кристаллообразований проникает внутрь биотитовых кристаллов.

Характерным является присущее многим алагезским лавам группирование в одних и тех же участках шлифов пироксеновых и плагиоклазовых вкрапленников. Количественное соотношение между плагиоклазовым и пироксеновым компонентами, приблизительно, можно принять равным 80—85% Pl+20—15 Pr и еще более в сторону преобладания плагиоклаза.

Химический состав этой развитой на Алагезе лавы иллюстрируется приводимыми в табл. 24 данными.

Таблица 24

	Левый берег р. Архашан, № 174		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	61.96	1.0327	67.85
TiO ₂	0.90	0.0112	0.73
Al ₂ O ₃	11.19	0.1097	7.20
Fe ₂ O ₃	3.89	0.0243	1.60
FeO	5.26	0.0730	4.82
MnO	0.15	0.0021	0.13
MgO	2.55	0.0637	4.19
CaO	4.92	0.0878	5.76
BaO	Следы	—	—
Na ₂ O	5.12	0.0825	5.42
K ₂ O	3.29	0.0350	2.30
P ₂ O ₅	0.29	—	—
H ₂ O _{+110°}	1.27	—	—
Сумма	100.79	1.5220	100.00

Аналитик Т. М. Окнова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$3.44 \overline{RO} \cdot 1.34 R_2O_3 \cdot 10.33 SiO_2$$

$$2.56 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.71 SiO_2$$

$$\alpha = 2.79; \beta = 46.17; \gamma = 2.16$$

$$RO : R_2O = 1.93 : 1$$

По Озанну

$$S = 68.58$$

$$A = 7.20 \quad a = 5.99$$

$$C = 0.00 \quad c = 0.00$$

$$F = 17.02 \quad f = 14.01$$

$$K = 1.13 \quad n = 7.02$$

$$^s 68.58 \quad ^a 5.99 \quad ^c 0.00 \quad ^f 14.01 \quad ^n 7.02$$

В отношении химического состава эту, стоящую несколько особняком по составу, лаву можно сопоставить с магматическими образованиями приведенными в табл. 25.

Таблица 25

	Магматические формулы			Коэффициенты			SiO ₂ в %
	\overline{RO}	SiO ₂	RO : R ₂ O	α	β	γ	
Лава Алагеза	2.79	7.71	1.93	2.79	46.17	2.16	61.96
Санторинит	3.02	7.46	1.50	3.02	38.00	2.56	
Лава Эльбруса (мерцбахер) андезит-дацит по Дубянскому	2.97	6.74	1.00	2.97	38.00	2.64	63.80

2. ТЕМНОСЕРЫЕ АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ

(Башабаранский тип)

Одной из эффузий, игравших значительную роль в формировании северо-восточного склона массива и извергавшихся в последние стадии деятельности вулкана, было извержение неплотной, но в то же время и не пористой темной андезит-дацитовой лавы, которая создает характерные поверхностные покровы в районе сс. Алигочак — Баш-абаран, а также северо-западнее этого района. Эта почти черная лава характеризуется макроскопически большим количеством плагиоклазовых вкрапленников, переполняющих породу.

Под микроскопом она обнаруживает крупно-порфировую структуру с гиалопилитовым (андезитовым) строением основной массы. Вкрапленниками являются несколько поколений плагиоклазовых кристаллов (крупные 1.6×10 мм; средние 0.9×0.5 мм), из которых более крупные обла-

дают тенденцией к образованию самых разнообразных форм скелетных образований, то проявляющихся лишь в внешней зоне кристаллов, то переполняющих плагиоклазовые контуры разнообразной формы аморфными, капельными и извилистыми включениями. Константы плагиоклазов, определенные для наиболее крупных вкрапленников, для средней величины кристаллов и определенные для микролитов основной массы, показывают постепенное изменение состава плагиоклазового компонента от андезита до олигоклаза, как видно из табл. 26.

Таблица 26

Характер кристаллов	Крупные вкрапленники	Средние вкрапленники	Микролиты
$B \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	72°	—	—
	60°	—	—
	36°	—	—
Двойниковый закон	Карлсб.	—	—
Двойниковая плоскость и ось		—	—
№№ плагиоклаза	37	30	20
2 V	90°	—	—
Погасание $\perp M$	—	13°	0°

Вкрапленники пироксена представляют собою, почти исключительно, ромбическую разновидность с $2V = +79^\circ$; слабо выраженный плеохроизм в светлосероватых желтоватых тонах; встречающийся же в меньшем количестве моноклинический пироксен обладает $Cp_g = 41^\circ$; $2V = +64^\circ$.

Некоторое участие принимает в строении породы магнетит, дающий образования различного масштаба; преимущественно он связан генетически с кристаллами пироксена.

Микролиты, связанные с раскристаллизацией базиса, состоят из тех же компонентов: преобладающего более кислого плагиоклаза, зернышек пироксена и точечных выделений магнитного железняка. Все эти образования погружены в буроватое стекло. Характерно полное отсутствие во всей породе кристобалитовых выделений, что свойственно поверхностным потокам.

Химический анализ башабаранской породы дал результаты приведенные в табл. 27.

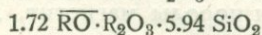
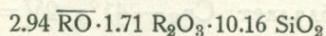
Таблица 27

Баш-абаран, № 290			
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	61.26	1.0159	68.05
TiO ₂	0.90	0.0112	0.75
Al ₂ O ₃	16.16	0.1581	10.60
Fe ₂ O ₃	2.17	0.0136	0.91
FeO	3.24	0.0450	3.02
MnO	0.13	0.0018	0.12
MgO	2.55	0.0633	4.24
CaO	4.80	0.0856	5.73
Na ₂ O	3.64	0.0587	3.93
K ₂ O	3.73	0.0396	2.65
H ₂ O _{-110°}	0.43	—	—
H ₂ O _{+110°}	0.94	—	—
Сумма	99.95	1.4928	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 2.51; \beta = 45.79; \gamma = 2.18$$

$$RO : R_2O = 1.99 : 1$$

По Озанну

$$S = 68.80$$

$$A = 6.58 \quad a = 6.39$$

$$C = 4.02 \quad c = 3.91$$

$$F = 10.00 \quad f = 9.70$$

$$K = 1.19 \quad n = 5.97$$

$$^s 68.80 \quad ^a 6.39 \quad ^c 3.91 \quad ^f 9.70 \quad ^n 5.97$$

По сравнению с другими представителями андезито-дацитового типа, в массиве Алагеза башабаранская порода обнаруживает наибольшую аналогию с средним горизонтом вершинной зоны (серые андезито-дациты), изученной в районе кратера (вершина 1695 саж.).

3. СВЕЛОСЕРЫЕ АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ

(Гельзиаратский тип)

Районы предвершинной зоны, отличающиеся наиболее интенсивно протекавшей эрозией, характеризуются выходами в качестве поверхностных лав светлосерыми плотными андезито-дацитами, слагающими, например, в районе южного склона характерные отдельные вершины: Гельзиарат на север от оз. Кара-гель, на юговосток от последнего скала Монах и др. Этот же химический тип развит и в нижних горизонтах Архашан-дага.

Макроскопически это очень плотные, совершенно светлосерые лавы с кажущимся отсутствием полевошпатовых вкрапленников вследствие их однородности с основной почти нацело раскристаллизованной массой и с фактически почти полным отсутствием вкрапленников пироксена.

Под микроскопом структура основной массы то микролититовая с наклоном к трахитовой, то более типично трахитовая. Микролиты плагиоклазов — различных размеров; можно наметить несколько групп меньших размеров — 0.01×0.03 мм и больших — 0.1×0.2 мм. В состав основной массы входит подчиненное количество пироксена; рудные выделения отсутствуют.

Из вкрапленников преобладают кристаллы плагиоклаза (в среднем $1.5 \text{ мм} \times 2.5 \text{ мм}$), которые, большею частью переполнены стекловатыми включениями, но иногда обладающими свежей стекловидной прозрачной зональной оторочкой.

Константы вкрапленников приведены в табл. 28.

Таблица 28

	Гельзиарат, № 239	Архашан-даг, № 653
$V \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	69° 42° 55°	64° 49° 53°
Двойниковый закон	Карлсб.	Карлсб.
Двойниковая плоскость и ось		
№№ плагиоклаза	50	48
2 V	+ 80°	+ 74°
Погасание $\perp M$	—	25° — № 47

Микролиты обладают в симметричной зоне погасанием 22° , что отвечает плагиоклазу № 40, более кислому, чем вкрапленники.

Вкрапленники пироксенов относятся, как обычно, к двум разностям. Преобладает ромбический пироксен бесцветный, розоватый с $2V = +78^\circ$; присутствуют также моноклинические кристаллы слабозеленоватого пироксена, часто обросшие плагиоклазовыми кристаллами, константы его — $C_{ng} = 35^\circ$; $2V = +56^\circ$.

Для ромбического пироксена часто характерен парагенезис с рудными выделениями. В некоторых разностях этих андезито-дацитов встречаются вкрапленники биотита, что является вообще необычным для лав Алагеза. Биотитовые кристаллы (размерами 0.5×1.5 мм) обладают оплавленными краями и оторочкой из мелких рудных образований.

Трахитовая основная масса состоит из равномерных по величине плагиоклазовых и пироксеновых микролитов, с приблизительным соотношением: Pl — 70% + Pr 30% , которое выдерживается более или менее постоянно.

Состав андезито-дацитов этого типа является постоянным, по крайней мере, анализы этих образцов, взятых — один с вершины Гель-зиарата, другой южнее, в нижних горизонтах южного конца Архашан-дага, дают очень близкие друг к другу результаты.

Таблица 29

	Гель-зиарат, № 239			Архашан-даг, № 653		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	62.06	1.0291	67.70	60.87	1.0094	67.49
TiO ₂	0.70	0.0087	0.57	1.30	0.0162	1.08
Al ₂ O ₃	17.46	0.1708	11.23	16.03	0.1568	10.49
Fe ₂ O ₃	1.38	0.0086	0.56	2.86	0.0179	1.20
FeO	3.37	0.0468	3.09	3.82	0.0530	3.54
MnO	0.09	0.0013	0.09	0.13	0.0018	0.12
MgO	2.66	0.0659	4.33	2.24	0.0530	3.54
CaO	5.20	0.0928	6.10	4.64	0.0828	5.54
BaO	—	—	—	0.09	0.0006	0.04
Na ₂ O	4.00	0.0645	4.24	4.36	0.0703	4.70
K ₂ O	2.99	0.0317	2.09	3.20	0.0339	2.26
H ₂ O _{-110°}	0.16	—	—	0.83	—	—
H ₂ O _{+110°}	0.21	—	—	—	—	—
Сумма .	100.28	1.5202	100.00	100.37	1.4957	100.00
Аналитики	М. М. Стукалова			В. А. Молева		

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

По Озанну

Андезито-дацит Гель-зиарата (№ 239)

$3.03 \overline{RO} \cdot 1.79 R_2O_3 \cdot 10.29 SiO_2$	$S = 68.27$	
$1.69 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.75 SiO_2$	$A = 6.33$	$a = 6.18$
$\alpha = 2.45; \beta = 46.78; \gamma = 2.14$	$C = 4.90$	$c = 4.78$
$RO : R_2O = 2.15 : 1$	$F = 9.27$	$f = 9.04$
	$K = 1.19$	$n = 6.70$
	$s 68.27$	$a 6.18$ $c 4.78$ $f 9.04$ $n 6.70$

Андезито-дацит Архашан-дага (№ 653)

$2.93 \overline{RO} \cdot 1.75 R_2O_3 \cdot 10.09 SiO_2$	$S = 68.57$	
$1.67 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.76 SiO_2$	$A = 6.96$	$a = 6.65$
$\alpha = 2.47; \beta = 46.35; \gamma = 2.16$	$C = 3.53$	$c = 3.37$
$RO : R_2O = 1.83 : 1$	$F = 10.45$	$f = 9.98$
	$K = 1.16$	$n = 6.74$
	$s 68.57$	$a 6.65$ $c 3.37$ $f 9.98$ $n 6.74$

По сравнению с башабаранским типом андезито-дацитов, рассмотренные разности вершинных андезито-дацитов обнаруживают значительно большую кристаллизованность основной массы, принимающей иногда микролититовое строение, что стоит в связи с характером окраски породы, имеющей светлосерые и серые оттенки, в противоположность почти черному цвету алигочакско-башабаранских потоков.

4. СЕРЫЕ ВЕРШИННЫЕ АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ

Своеобразным комплексом, характеризующим „среднюю стадию“ деятельности Алагеза как в отношении условий залегания последовательности пластов лавовых излияний, так и химического состава магмы, являются андезито-дацитовые лавы.

Характерной в этом отношении породой является серая лава с многочисленными молочнобелыми вкрапленниками из среднего комплекса вершины 1695 саж. в непосредственной близости района кратера.

Под микроскопом порода обладает микролититовой структурой, крайне мелко-зернистой. В состав основной массы входят мельчайшие микролиты полевых шпатов с крайне низким светопреломлением и дву-преломлением, а также кристаллики магнитного железняка; отсутствие цветных минералов. Количество вкрапленников довольно значительно: плагиоклаза — 25—30%, пироксена — 5—7%.

Крупные вкрапленники плагиоклазов (2.5 × 2 и 2 × 2 мм) со стекловатыми включениями, распределенными неправильно по всему кристаллу. В некоторых случаях центральная часть плагиоклаза окружена широкой, совершенно чистой оторочкой.

Константы вкрапленников:

$$B \begin{cases} n_g - 74^\circ \\ n_p - 39^\circ \\ n_m - 75^\circ \end{cases}$$

двойниковый закон — карлсбадский;

двойниковая плоскость параллельна двойниковой оси;

плагноклаза № 43;

$2V = +82^\circ$; погасание \perp PM — 25° , что отвечает № 45;

$\gamma - \alpha = 0.006$

Наблюдаются в качестве включений в плагноклазовых вкрапленниках — голубоватые иголки апатита.

Вкрапленники моноклинического пироксена (0.5—0.7 мм), иногда окруженные закристаллизовавшимся плагноклазом с идиоморфными контурами.

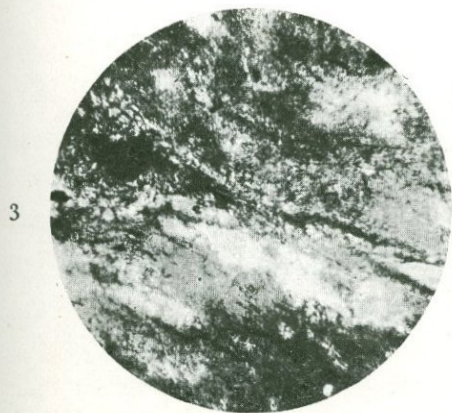
Пироксен зеленоватожелтый с крайне слабым плеохроизмом, $\gamma - \alpha$ (компенсатором Берека) = 0.023.

В меньшем количестве присутствует ромбический пироксен, почти всегда ассоциированный с крупными таблитчатыми выделениями магнитного железняка; иногда наблюдается ориентированное срастание с моноклиническими пироксенами.

Таблица 30

	Нижний комплекс вершины 1695 саж., № 219		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	62.44	1.0406	69.09
TiO ₂	0.80	0.0099	0.66
Al ₂ O ₃	16.72	0.1638	10.88
Fe ₂ O ₃	2.47	0.0154	1.02
FeO	2.96	0.0411	2.73
MnO	0.06	0.0008	0.05
MgO	2.50	0.0625	4.14
CaO	4.42	0.0789	5.24
Na ₂ O	3.51	0.0566	3.76
K ₂ O	3.44	0.0366	2.43
H ₂ O _{-110°} . . .	0.26	—	—
H ₂ O _{+110°} . . .	0.53	—	—
Сумма	100.11	1.5062	100.00

Аналитик М. М. Стукалова



1—Интрателлурический комплекс (пироксено-плагиоклазовый) андезито-дацитов. 2—Андезито-дациты южного склона. 3— Основная масса дацитов Кара-дага. 4— Вкрапленники андезито-дацитов гельзиаратского типа.

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$2.77 \overline{RO} \cdot 1.79 R_2O_3 \cdot 10.41 SiO_2$$

$$1.55 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.81 SiO_2$$

$$\alpha = 2.55; \beta = 43.89; \gamma = 2.28$$

$$RO : R_2O = 1.96 : 1$$

По Озанну

$$S = 69.75$$

$$A = 6.19 \quad a = 6.39$$

$$C = 4.69 \quad c = 4.84$$

$$F = 8.49 \quad f = 8.77$$

$$K = 1.14 \quad n = 6.07$$

$$s 69.75 \quad a 6.39 \quad c 4.84 \quad f 8.77 \quad n 6.07$$

При описании андезитов Алагеза было выяснено, что характерная для Кавказа дацитовая ветвь андезитового семейства, т. е. андезито-дациты, являются хорошо представленными в массиве Алагеза, точно так же, как в лавовых потоках и вулканах Центрального Кавказа. Ввиду разнообразия отдельных разностей андезито-дацитовой магмы, осуществленной на нашем массиве, в табл. 31 дается сводка магматических их характеристик при сопоставлении с аналогичными формулами лав Главного Кавказского хребта.

Таблица 31

	Разности	Т и п	Магматические формулы			Коэффициенты			SiO ₂ в %
			\overline{RO}	SiO ₂	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β	γ	
Алагез	Черная	—	2.56	7.71	1.93	2.79	46.17	2.16	61.96
	Темносерая	Башабаранский	1.72	5.94	1.99	2.51	45.79	2.18	61.26
	Светлосерая	Гельзиаратский	1.69	5.75	2.15	2.45	46.78	2.14	62.06
	Серая	Вершинный . .	1.55	5.81	1.96	2.55	43.89	2.28	62.44
Центральный Кавказ	Андезитовая лава Балкарии (гора Чегет-джора		1.67	5.95	2.18	2.54	45.0	2.22	62.50
	Казбекский тип андезитов . . .		1.49	5.82	2.23	2.59	42.8	2.33	63.23
	Пиперновидная лава Чхери . .		1.60	5.90	2.30	2.52	—	—	63.61
	Чачский ледник		1.70	5.50	2.10	2.34	—	—	60.96

5. ВЫВОДЫ

Приведенное сравнение магматических характеристик, а также данные табл. 32, где сосредоточены некоторые анализы лав Центрального Кавказа, указывают на распространенность андезитовых лав андезито-

Андезито-дациты

Таблица 32

	А л а г е з					Центральный Кавказ			И т а л и я		
	М е с т о р о ж д е н и е										
	Левый берег Архашана, № 174	Баш-абаран, № 220	Вершина 1695 саж. ср.компл., № 219	Архан-даг, № 653	Гельзиарат, № 239		Средний андезит Казбека	Балкария г. Чегет-джора ²	Сопка Непискало ³	Вульзиниты	
	Х а р а к т е р п о р о д ы					Средний андезито-дацит Алагеза (из 5 ан.)				Bolsena Torre Alfina	San Lorenzo
Черная стекол.	Темная	Серая	Серая	Светло-серая							
SiO ₂	61.96	61.26	62.44	60.87	62.09	61.69	63.23	62.50	61.57	63.22	63.26
TiO ₂	0.90	0.90	0.80	1.30	0.70	0.82	0.51	0.53	1.12	—	—
Al ₂ O ₃	11.19	16.16	16.72	16.03	17.46	15.49	16.97	17.19	15.86	16.26	16.05
Fe ₂ O ₃	3.89	2.17	2.47	2.86	1.38	2.54	2.52	1.21	4.96	1.41	1.04
FeO	5.26	3.24	2.96	3.86	3.37	3.71	2.52	3.40	3.33	3.84	6.13
MnO	0.15	0.13	0.06	0.13	0.09	0.11	0.08	0.11	—	Следы	0.13
MgO	2.55	2.55	2.50	2.24	2.66	2.49	2.51	2.63	2.51	1.25	1.29
CaO	4.92	4.80	4.42	4.64	5.20	4.78	5.06	4.88	3.93	4.75	5.50
Na ₂ O	5.12	3.64	3.51	4.36	4.00	4.12	3.95	3.57	4.05	2.42	1.62
K ₂ O	3.29	3.73	3.44	3.20	2.99	3.32	1.95	3.26	2.78	4.18	3.18
P ₂ O ₅	0.29	—	—	—	—	—	—	—	—	1.07	0.51
BaO	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O-110°	—	0.43	0.26	—	0.16	0.17	—	0.09	0.21	} 1.87	1.57
H ₂ O+110°	1.29	0.94	0.53	0.83	0.21	0.77	0.87	0.27	0.45		
Сумма	100.79	99.95	100.11	100.37	100.31	100.00	100.17	100.01	100.77	100.27	100.29
Аналитики	Т. М. Окнова	М. М. Стукалова		В. А. Молева	М. М. Стукалова		по Д. С. Бе- лянкину	Б. В. Залеский	П. И. Лебедев	Ricciardi	

¹ Д. С. Беянкин. К изучению новейших изверженных пород Казбека и его окрестностей. Изв. Полит. инст., XXI, 1914, стр. 79.

² Б. В. Залеский. Об андезитовой лаве из окрестностей г. Чегет-джора в Балкарии. Изв. Полит. инст., XXIV, 1915, стр. 6.

³ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. 1913, стр. 232.

дацитовый ветви как в лавовых излияниях Главного хребта, так и в лавах Армянского нагорья. По отношению к Алагезу нужно указать не только на довольно значительное количество отдельных вариаций андезито-дацитов, но и на количественное участие этих лав в строении всего массива. Значительная часть лавовых потоков как средней зоны, так и вершинных частей вулкана сложена из этих образований.

Из сравнения алагезских андезито-дацитов с лавами Центрального Кавказа, в особенности с выведенным Д. С. Белянкиным средним составом казбекских андезитов, можно установить полную аналогию между ними, доходящую до тождества. Очевидно, в отношении к применению понятия андезитов к казбекским лавам, необходимо подразумевать семейство андезитов в широком смысле этого слова; на самом деле мы имеем здесь, точно так же, как в лавах Балкарии (лавы Чегет-джора у Б. В. Залеского), собственно андезито-дацитовую ветвь широко понимаемого семейства андезитов. При описании лав Центрального Кавказа, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг¹ указывал: „на основании изучения казбекских лав мною был установлен в 1898 г. переходный тип, названный мною, согласно моим принципам номенклатуры, не казбекитом, а андезито-дацитом. Некоторые новые анализы казбекских лав подтверждают принадлежность лав этого гигантского вулкана именно к типу андезито-дацитов“.

При сравнении рассматриваемого типа алагезского, или, вообще, кавказского типа лав с лавами Италии, в частности, линии Бользена — Везувий, необходимо отметить, что некоторые породы, названные H. S. Washington'ом вульзинитами, довольно близко подходят к данному типу кавказских лав. Сюда можно отнести лавы Torre Alfina и San-Lorenzo, анализированные Ricciardi. Несомненно, между настоящими вульзинитами, содержащими от 5—9% K_2O и андезито-дацитами существует разница и в минералогическом составе, проявляющаяся в постоянном присутствии калиевых полевых шпатов, доходящем до 50% ортоклаза. Но причисление к этому типу итальянских лав некоторых эффузий района Бользена, имеющих несомненную аналогию в химическом отношении с лавами Алагеза, помимо близости состава этих двух вулканических провинций, еще лишний раз указывает на несколько особенный „трахитоидный“ характер лав Армянского нагорья, что подчеркивается по отношению к Италии существованием трахидолеритовой серии.

V. ДАЦИТЫ

В пределах дацитового семейства лав Алагеза, можно наблюдать не только разности, различие между которыми, обуславливаемое взаимо-

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Полит. инст., 1913, стр. 278.

отношениями между структурными компонентами основной массы, отражается на их цвете (светлые и темные разновидности), но и различные вариации, обуславливаемые колебаниями в химическом составе дацитовых магмы. В связи с принадлежностью дацитовых излияний или к более ранним фазам вулканической деятельности Алагеза, или к более поздним, намечается подразделение дацитовых лав на кавказский тип дацита с соотношением $RO:R_2O$, близкими к единице, к которому принадлежат мощные излияния Ампертского каньона и более нормальный дацитовый тип с соотношением $RO:R_2O = 1.5$, которое характеризует дацитовые лавы вершинного пояса вплоть до западной и югозападной вершин.

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

1. АМПЕРТСКИЕ КРИСТОБАЛИТОВЫЕ ДАЦИТЫ

Как указывалось выше, большое участие в строении верхней и особенно средней зоны Алагеза принимает своеобразная дацитовая лава, для которой характерным является присутствие значительного количества кристобалитовых образований. Из этой лавы в районе соединения рр. Архашан и Амперт сложены борта глубокого Архашанского каньона, причем можно проследить до 4 отдельных горизонтов эффузий этой магмы, общемо мощностью до 100 м.

Как в макроскопическом отношении, так и в отношении количественного соотношения главных минеральных компонентов, лавы отдельных стадий эффузивной деятельности различаются между собой.

Наиболее постоянной и развитой является та плотная серая, иногда светлосерая, лава с беловатыми вкрапленниками плагиоклазов, которая является характерной и для водораздела рр. Архашан — Амперт в нижней его части.

Под микроскопом — структура порфировая, строение основной массы микро-трахитовое. Компонентом являются почти исключительно микролиты плагиоклазов с мелко-зернистыми выделениями руд и небольшим количеством в некоторых разностях мельчайших обрывков пироксенов.

Вкрапленники плагиоклазов различных размеров (в ср. 0.7×0.15 мм) присутствуют в значительном количестве, достигая 35—40%. Преобладают идиоморфные призматические кристаллы с полисинтетически двойниковым строением, а также встречаются зонально образованные кристаллы. Вкрапленники принадлежат андезину.

Вкрапленники пироксена присутствуют в количестве, не превышающем 7—10%. Пироксены присутствуют как моноклинические, так и ром-

Таблица 33

	№ 177, двойник. 0.12 мм	Разрез ⊥ РМ
В $\left\{ \begin{array}{l} n_g \\ n_p \\ n_m \end{array} \right.$	67°	56°
	77°	80°
	27°	35°
№№ плагиоклаза	44	46
2 V	— 82°	— 86°

бические. Первые являются в форме светлозеленоватых вытянутых кристаллов с резко выраженной спайностью; размеры 0.2×0.4 мм.

Слабый плеохроизм: светлозеленоватый, слабозеленоватый.

Сила двупреломления: $\gamma - \alpha = 0.023$; 2 V колеблется: $+54^\circ$; -59° ; -62° . Угол погасания $Cn_g = 45^\circ$.

Ромбические пироксены почти всегда ассоциируются с рудным веществом. Преимущественно бесцветные; плеохроизм — яркий, светлозеленоватый. Встречаются в некоторых разностях корродированные кристаллы пироксена с темной (опацитовой) каемкой; иногда они значительно оплавлены и изменены.

Кристаллит является постоянным компонентом породы и генетически тесно связан с формированием основной массы, очевидно, в несколько стадий. Характер выделений кристаллита следующий: центральную часть занимает зерно кристаллита с слегка неправильными округленными или эллиптическими контурами (а).

Следующей зоной является „кристаллитизированная“ часть основной массы в виде оторочки, облекающая кристаллит (в). Эта оторочка сохраняет всю структуру основной массы и в простом свете отличается от окружающей основной массы (с) прозрачностью и бесцветностью. Общий характер в некоторых случаях позволяет говорить за заполнение микроритовых пустот при участии постмагматических агентов. Возможно, что кристаллит не является первоначальным продуктом выделения кремнекислоты, так как внутри некоторых описанных выше образований находится не кристаллит, а кристаллические комплексы с довольно сильным светлореломлением, неоднородные. Возможно, что в их состав входит опаловое вещество. Иногда эти образования носят характер заполнения трещинок, являясь в форме небольших линзочек и прожилков.

В других пластах той же дацитовой магмы (средний горизонт) вместо описанных образований кристаллита имеются прерывающиеся „полосы“,

морфологически напоминающие линзочки и прожилки. В центральной части этих „полос“ участие мелко-зернистого кристобалитового вещества.

Наконец, в верхних поверхностных лавах той же магмы встречается значительное количество кристобалитовых пятен, достигающее 20—25% основной массы, причем все поле темноватого базиса испещрено многочисленными пятнистыми образованиями кристобалита. Эти „пятна“, ветвистые формы и линзовидные образования указывают на то, что возможно, что кристаллизация кристобалита происходила или в связи с индивидуализацией аморфного базиса, или путем заполнения пустот еще в первоначальную магматическую стадию формирования лавы.

Химический состав пород этой группы иллюстрируется анализом приведенном в табл. 34.

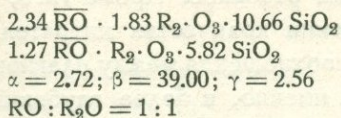
Таблица 34

Водораздел рр. Амперт — Архашан, № 177			
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂ . . .	63.85	1.0662	71.00
TiO ₂ . . .	0.87	0.0185	1.24
Al ₂ O ₃ . . .	16.58	0.1625	10.82
Fe ₂ O ₃ . . .	3.24	0.0203	1.35
FeO	1.65	0.0229	1.53
MnO	0.08	0.0011	0.07
MgO	1.52	0.0380	2.53
CaO	3.16	0.0564	3.76
BaO	—	—	—
Na ₂ O	4.35	0.0702	4.66
K ₂ O	4.29	0.0456	3.04
H ₂ O _{-110°} .	0.13	—	—
H ₂ O _{+110°} .	0.46	—	—
Сумма . .	100.18	1.5017	100.00

Аналитик Ю. Н. Морачевский

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



По Озанну

S = 72.24	
A = 7.70	a = 9.09
C = 3.12	c = 3.68
F = 6.12	f = 7.23
K = 1.23	n = 6.05
^s 72.24	^a 9.09 ^c 3.68 ^f 7.23 ⁿ 6.05

По химическому составу эта светлосерая лава водораздела очень близка к хорисарской лаве Центрального Кавказа,¹ отличаясь содержанием K_2O (3.16% против 1.97%). Возможно в породах Алагеза значительное участие K_2O в содержании кислого базиса лавы.

Внешне, а также по минералогическому составу отличаются от преобладающего описанного типа дацитов, некоторые верхние излияния той же магмы. Например, верхний пласт (около 2200 м) Архашанского каньона против крепости Амперт является плотной темносерой лавой, внешне лишенной порфирировидных вкрапленников.

Последняя резко отличается от пород нижних пластов той же магмы значительным преобладанием мелко-кристаллической основной массы трахитового сложения над вкрапленниками как плагиоклазов, так и пироксенов. Плагиоклазы (вкрапленники) в количестве, не превышающем 2—3%, присутствуют в виде небольших (0.8×0.2 мм) узко-призматических кристаллов. Пироксены, присутствующие в крайне незначительном количестве, редуцированы. Существенным компонентом основной массы являются кристобалитовые образования (до 20—25% основной массы).

Дацитовые пласты Ампертского каньона выше крепости Амперт в нижних своих горизонтах представляют различные стадии изменения нормальной лавы, также значительно кристобалитизированные. Изменения эти проявляются: в оплавленности и резорбции вкрапленников плагиоклазов и пироксенов. Из последних присутствует преимущественно ромбический пироксен в форме тонко-призматических кристаллов; в появлении буроватой окраски в периферических частях пироксена и окаймлении их темнобурыми, почти черными оторочками; в изменении характера кристобалитовых образований. Последние, вместо светлых кристобалитизированных зон со структурой базиса, окружены темными коричневатыми оторочками. В нижней части контактного слоя кристобалитовые образования исчезают, заменяясь морфологически неправильными ветвистыми выделе-

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Полит. инст., XX, 1913, стр. 222.

ниями прозрачного желтоватого аморфного вещества, представляющего собою, очевидно, род палагонита, окруженного такими же темноватыми оторочками еще более интенсивно-бурых оттенков. Кроме того, наблюдается значительное изменение в отношении количества интрателлурических вкрапленников к основной массе и соотношения между плагиоклазами и пироксенами среди вкрапленников. А именно, в более глубоких зонах увеличивается количество кристаллов пироксена.

Химический состав этой, наиболее кристобалитизированной разности ампертских дацитов представлен в табл. 35, на которой указан также дацит западного склона, характерный для зоны, на которой расположены кочевки сс. Артик — Ширванджук. Дациты западного склона, при общей аналогии с лавами Ампертского каньона, отличаются большей кристалличностью основной массы, обладающей трахитовым строением. Вкрапленниками являются плагиоклазы, дающие нередко зонально-скелетные образования, а также ромбический и моноклинический пироксены. Кристобалитизация значительна.

Таблица 35

	Каньон Амперта, № 200			Район Артик — Ширванджук, № 454		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	65.81	1.0913	72.97	64.18	1.0643	71.71
TiO ₂	0.90	0.0112	0.75	0.86	0.0107	0.72
Al ₂ O ₃	16.29	0.1594	10.66	16.43	0.1607	10.83
Fe ₂ O ₃	1.69	0.0106	0.71	2.13	0.0133	0.90
FeO	2.49	0.0346	2.31	1.84	0.0255	1.72
MnO	0.08	0.0011	0.07	0.10	0.0014	0.09
MgO	1.13	0.0280	1.87	1.42	0.0352	2.37
CaO	2.76	0.0492	3.29	3.00	0.0535	3.60
BaO	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	3.90	0.0629	4.21	4.70	0.0758	5.11
K ₂ O	4.45	0.0472	3.16	4.08	0.0433	2.92
H ₂ O-110°	0.28	—	—	—	—	—
H ₂ O+110°	0.25	—	—	—	—	—
Сумма	100.03	1.4955	100.00	100.27	1.4842	100.00
Аналитики	М. М. Стукалова			В. А. Молева		

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

По Озанну

Южный склон (№ 200)

$2.23 \bar{RO} \cdot 1.70 R_2O_3 \cdot 10.91 SiO_2$	$S = 73.72$	
$1.31 \bar{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.42 SiO_2$	$A = 7.37$	$a = 9.44$
$\alpha = 2.97; \beta = 35.98; \gamma = 2.77$	$C = 3.29$	$c = 4.21$
$RO : R_2O = 1.02 : 1$	$F = 4.96$	$f = 6.35$
	$K = 1.61$	$n = 5.70$
	$s73.72$	$a9.44 \quad c4.21 \quad f6.35 \quad n5.70$

Западный склон (№ 454)

$2.35 \bar{RO} \cdot 1.74 R_2O_3 \cdot 10.64 SiO_2$	$S = 72.43$	
$1.35 \bar{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.11 SiO_2$	$A = 8.03$	$a = 9.59$
$\alpha = 2.81; \beta = 38.46; \gamma = 2.60$	$C = 2.80$	$c = 3.34$
$RO : R_2O = 1.02 : 1$	$F = 5.91$	$f = 7.07$
	$K = 1.21$	$n = 6.36$
	$s72.43$	$a9.59 \quad c3.34 \quad f7.07 \quad n6.36$

Ампертские дациты, являющиеся продуктом излияния вулкана в течение первого цикла его деятельности, по магматической своей характеристике близко подходят к лавам Центрального Кавказа, как показывает приведенное в табл. 36 сравнение магматических формул и коэффициентов.

Таблица 36

	Магматические формулы			Коэффициенты			SiO ₂ в %	
	\bar{RO}	SiO ₂	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β	γ		
Алагес {	Водораздел Архашан — Амперт, № 177	1.27	5.82	1	2.72	39.00	2.56	63.85
	Каньон Амперта, № 200	1.31	6.42	1	2.97	35.98	2.77	65.81
	Кочевки Ширванджук, № 454	1.35	6.11	1	2.81	38.46	2.60	64.18
Центральный Кавказ {	Лава Цители-дзири	1.17	5.97	1.1	2.85	—	—	65.88
	Такситовая лава Казбека	1.27	5.86	1.1	2.74	—	—	—

Настоящая группа ампертских дацитов может быть сопоставлена с той разностью дацитовой магмы, которую Ф. Ю. Левинсон-Лессинг¹ считает типичной для Кавказских дацитов. По его мнению среди дацитов „есть группа лав, обнаруживающих определенную отличительную особенность, которую можно считать характерной для кавказской дацитовой группы, а именно отношение $R_2O:RO$, равное единице и приближающее эти дациты в этом отношении к липаритам. В этом отношении кавказские дациты принадлежат к липаритовой ветви дацитов, представляя первый этап того ряда переходных звеньев, которые при большой кислотности выражается в форме липарито-дацитов. Эти лавы представляют как бы щелочно-земельные аналоги кварцевых трахитов“.

В то же время эта группа дацитовых лав Алагеза может быть сближена с той группировкой, которая относится Ф. Ю. Левинсон-Лессингом к трахидацитам и которая включает из эффузий Центрального Кавказа — лавовый поток Магландоры, такситовую лаву Казбека и красные участки аггломератной лавы Эльбруса. Интересно, что с этим же типом дацита можно сопоставить пиперино (некролит), для которого, правда, $R_2O:RO = 1:1.4$.

2. ДАЦИТЫ ВЕРШИННОЙ ЗОНЫ

Вершинные части Алагеза сложены, преимущественно, из разнообразных по габитусу, но близких по химическому составу лав дацитового типа с некоторым уклонением в сторону пантеллерито-дацитов.

По внешнему виду здесь можно различать лавы: а) ампертский тип — светлосерые порфиновые (№ 220); б) стекловатые (№ 260); в) эвтакситовые с чередованием черных и красных слоев. Последний тип встречается еще чаще среди более кислых представителей кислых лав Алагеза, которые могут быть отнесены уже к разностям близким к липарито-дацитам (см. стр. 257), г) черные обсидианового типа.

Светлосерые дациты под микроскопом обладают порфировой структурой; основная масса микролититовая, состоит, главным образом, из плагиоклазовых зерен и пироксеновых микролитов, лишенных призматического габитуса и носящих характер бесформенных пластинок и табличек. Среди них заключены многочисленные кристаллики магнетита; встречается апатит.

Число плагиоклазовых вкрапленников значительно (до 40% по объему). Характерным является отсутствие идиоморфных призматических кристаллов. Большею частью таблитчатые кристаллы (1.5×1 мм, иногда до 2 мм длиной) корродированы.

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Полит. инст., XX, 1913, стр. 285—287.

Вкрапленники бесцветного пироксена, с крайне слабым плеохроизмом, различной величины.

Можно отметить преобладание двух групп — одну размерами 1.5—1 мм, другую меньшей величины 0.4—0.5 мм. Еще более мелкие подходят по масштабу к кристаллам основной массы, но в то же время они не являются постоянной составной частью базиса. Количество пироксена, среди которого преобладают кристаллы моноклинического пироксена, достигает до 7—5%.

Очевидно, в связи со значительным количеством вкрапленников основного плагиоклаза, а также большим, чем обычно в этих породах количеством пироксенов, стоит преобладание в лаве над щелочами щелочно-земельных окислов.

Для моноклинического светлозеленоватого пироксена характерны углы погасания $C:Sp_g$ до 49° ; $\gamma - \alpha = 0.023$. Ромбический пироксен с плеохроизмом: бесцветный, розовый. В качестве продуктов метаморфизации, связанных с ромбическим пироксеном, наблюдаются выделения коричневатого минерала, обладающего плеохроизмом в тех же тонах.

Стекловатые дациты. Эта разновидность кислых алагезских лав встречается в значительном распространении на западной вершине вулкана.

По внешнему виду это светлая, хрупкая, как бы рассыпающаяся порода. Последняя особенность связана со своеобразным характером основной массы, представляющей собою прозрачное стекло. Последнее — кислое (на основании сравнения с показателем преломления канадского бальзама).

Крупные вкрапленники плагиоклазов (1.5×0.8 мм) представлены в виде широких идиоморфных кристаллов.

Иногда строение полисинтетических двойников, как бы „подернуто“ новообразованиями. Наблюдается срастание корродированных пироксеновых кристаллов в одну комплексную группу, очевидно, интрателлурического происхождения.

Соотношение вкрапленников пироксена (авгита) с основной массой можно принять в 10%.

Можно отметить в незначительном количестве присутствие пластинок биотита, а также многочисленные иголки синеватого апатита.

Этакситовые чернокрасные полосатые дациты. Большую аналогию со стекловатыми дацитами обнаруживают этакситовые чернокрасные лавы.

Микроструктура напоминает структуру некоторых туфовых лав: а) в окрашенной (красной, бурой) части наблюдается причудливое сочетание желтых и оранжевых тонов; б) в черных участках — характерным являются сероватобуроватые тона флюидальной основной массы.

Характерным является значительное количество пор, которое доходит до 20%.

Вкрапленники пироксенов, заключенные в окрашенной (красной) зоне значительно изменены по сравнению с таковыми, заключенными в черных полосах и участках: первые несколько оплавлены, окружены темной каемкой, — видно воздействие каких-то факторов, очевидно газообразной составной части, которая выделялась так же, как в туфовых лавах.

Ввиду большого сходства со стекловатыми дацитовыми разностями, возможно эту разницу объяснить внешними физико-химическими условиями застывания этих лав.

Химический состав дацитов Алагеза иллюстрируется табл. 37, на которой приведены данные анализа стекловатой лавы с западной вершины Алагеза и вершины 1695 саж., находящейся на хребте, отходящем от юго-западной вершины по направлению к Ампур-дагу.

Таблица 37

	Вершина 1695 саж., № 220			Западная вершина, № 260		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	64.70	1.0783	71.35	65.87	1.0978	72.19
TiO ₂	0.60	0.0075	0.49	0.72	0.0089	0.59
Al ₂ O ₃	12.66	0.1241	8.21	15.61	0.1530	10.06
Fe ₂ O ₃	5.36	0.0335	2.22	1.55	0.0096	0.63
FeO	2.15	0.0298	1.97	2.20	0.0305	2.00
MnO	0.07	0.0009	0.06	0.07	0.0009	0.06
MgO	2.49	0.0622	4.12	1.86	0.0332	2.18
CaO	3.80	0.0678	4.49	3.24	0.0810	5.33
Na ₂ O	3.97	0.0640	4.24	3.70	0.0596	3.92
K ₂ O	4.05	0.0473	2.85	4.35	0.0462	3.04
H ₂ O _{-110°}	0.12	—	—	0.42	—	—
H ₂ O _{+110°}	0.11	—	—	0.58	—	—
Сумма . .	100.08	1.5112	100.00	100.17	1.5207	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№ 220

2.68 $\overline{RO} \cdot 1.58 R_2O_3 \cdot 10.78 SiO_2$
 1.69 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.82 SiO_2$
 $\alpha = 2.91; \beta = 39.44; \gamma = 2.53$
 $RO : R_2O = 1.50 : 1$

№ 260

2.51 $\overline{RO} \cdot 1.63 R_2O_3 \cdot 10.98 SiO_2$
 1.54 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.73 SiO_2$
 $\alpha = 2.96; \beta = 36.25; \gamma = 2.65$
 $RO : R_2O = 1.37 : 1$

По Озанну

№ 220

S = 71.84
 A = 7.09 a = 7.11
 C = 1.12 c = 1.12
 F = 11.74 f = 11.77
 K = 1.27 n = 5.98
 $s71.84 \ a7.11 \ c1.12 \ f11.77 \ n5.98$

№ 260

S = 72.78
 A = 6.96 a = 8.11
 C = 3.10 c = 3.61
 F = 7.10 f = 8.28
 K = 1.61 n = 5.63
 $s72.78 \ a8.11 \ c3.61 \ f8.28 \ n5.63$

За исключением Fe_2O_3 , аналогия в химическом составе обеих пород значительна. Магматические формулы анализированных дацитовых лав сопоставлены в табл. 38 с магматическими формулами лав некоторых вулканических районов Кавказа, причем нужно отметить, что некоторые из аналогичных лав Центрального Кавказа отнесены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом¹ к пантеллерито-дацитам, например, лава Гуршеви, к югу от Мамисонского перевала; сходную лаву по химическому типу, правда, со значительным преобладанием щелочно-земельных окислов над щелочными, Бержа относит к пантеллерито-андезитам.

Значительное сходство можно подметить между этими алагецкими лавами и некоторыми лавами Центрального Кавказа. Верхний пояс скал „Приюта 11“ у Эльбруса и лава устья Чхери у Казбека—по В. В. Дубянского.²

Настоящие дацитовые лавы Алагеца, будучи весьма сходны с некоторыми лавами Центрального Кавказа, отличаются некоторым преобладанием щелочно-земельных окислов ($RO : R_2O$ около 1.5).

Нужно отметить, что среди разнообразных лав вершинной части Алагеца мы, в качестве последних продуктов эффузивной деятельности, имеем ряд вариаций кислых лав, которые действительно занимают промежуточное положение между дацитами и липаритами и которые

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Полт. инст., XX, 1913, стр. 225—226.

² В. В. Дубянский. К петрографии Эльбруса. 1914, стр. 463—465.

в дальнейшем выделены в группу „щелочных дацитов“. В них мы видим уже преобладание щелочей над щелочно-земельными окислами и отношение $R_2O:RO$ доходит до 1.50.

Таблица 38

	α	\overline{RO}	SiO_2	$\frac{RO}{R_2O}$	β	γ	SiO_2 в %
Вершина 1695	2.91	1.69	6.82	1.50	39.44	2.53	64.70
Зап. вершина Алагеза .	2.96	1.54	6.72	1.37	36.25	2.65	65.87
Нормальный дацит . .	3.02	1.25	6.33	1.50	35.00	2.81	—
Лава Эльбруса	3.05	1.53	6.91	1.19	36.00	2.73	66.79
Лава Казбека	2.93	1.20	6.60	1.30	—	—	66.41
Лава Гуршеви (пантеллерито-дацит)	2.96	1.69	6.90	2.00	—	—	66.81
Пантеллерито-андезит Бержа	2.95	1.67	6.89	3.50	—	—	—

3. ПЕХШТЕЙНОВЫЙ ДАЦИТ

Характерной для вершинной зоны кислой лавой, наравне с черно-красными такситовыми лавами, являются черные пехштейнообразные разности, развитые, например, на югозападной вершине.

Лава эта переполнена вкрапленниками полевых шпатов.

Кроме плагиоклазовых вкрапленников, характерных по громадному количеству включений и втеков основной массы, играют роль вкрапленников также целые комплексы интрателлурических образований обычного типа (пироксен + плагиоклаз). Среди фенокристаллов меньшего масштаба встречаются редкие для Алагеза кристаллы биотита.

Полевошпатовые кристаллы являются довольно основными членами плагиоклазового ряда и могут быть отнесены к лабрадору.

Моноклинический пироксен — $Cn_g = 38-40^\circ$.

Таблица 39

$V \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	34°
	78°
	59°
Двойниковый закон	Альбит.
Двойниковая плоскость и ось	\perp
№ плагиоклаза	55
$2V$	$+ 82^\circ$
Погасание $\perp PM$	$30^\circ - \text{№ 55}$

Основная масса буроватого базиса представляет собою две структурные разности: более темнокоричневые участки, переполненные иголочными микролитами и более светлоокрашенные полосы, линзы, полосы и ленты стекла с характерными для кислых пород (например, обсидианов) образованиями. В первых участках встречаются, кроме того, лейстовидные выделения плагиоклазов с плохо сформированными короткими ребрами. Порода эта довольно пористая и отличается от берглинской рассыпчатой пехштейновой дацитовой лавы, для которой характерно: 1) значительно меньшее участие вкрапленников, ограничивающееся обыкновенно присутствием редких призматических плагиоклазов и спорадически рассеянных пироксенов; 2) плотное, лишенное всяких пор строение породы, причем основная масса представляет собою мелко-струйчатую или микрофлюидальную аморфную массу с переменным чередованием темнобурых и почти черных тонко извивающихся плейчатых полос.

Для выяснения химического состава этих оригинальных пехштейнообразных лав Алагеза была проанализирована (табл. 40) лава югозападной вершины (№ 238).

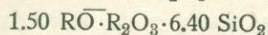
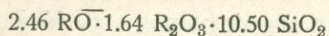
Таблица 40

	Югозападная вершина, № 238		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	63.30	1.0497	71.46
TiO ₂	0.80	0.0099	0.67
Al ₂ O ₃	15.86	0.1551	10.56
Fe ₂ O ₃	1.39	0.0087	0.59
FeO	2.49	0.0346	2.36
MnO	0.06	0.0008	0.05
MgO	1.80	0.0446	3.04
CaO	3.68	0.0656	4.47
Na ₂ O	4.01	0.0647	4.40
K ₂ O	3.33	0.0353	2.40
H ₂ O-110° . .	0.58	—	—
H ₂ O+110° . .	2.89	—	—
Сумма	100.19	1.4690	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 2.84; \beta = 39.06; \gamma = 2.56$$

$$\text{RO} : \text{R}_2\text{O} = 1.45 : 1$$

По Озанну

$$S = 72.13$$

$$A = 6.80$$

$$C = 3.76$$

$$F = 6.75$$

$$K = 1.31$$

$$s72.13 \quad a7.86 \quad c4.34 \quad f7.80 \quad n6.47$$

$$a = 7.86$$

$$c = 4.34$$

$$f = 7.80$$

$$n = 6.47$$

Характерным представляется в этом анализе довольно высокое содержание воды, общее количество которой достигает 3.47%.

Характерный для вершинной зоны Алагеза пехштейновый дацит содержит, по сравнению с другими типами дацитов, значительное количество воды, в особенности, удаляемую из породы при t° выше 110° . Все же количество ее представляется меньшим, чем в ряде изученных пехштейновых пород, являющихся более кислыми, чем алагезская лава югозападной вершины.

Так О. Stutzer,¹ стоящий на точке зрения более позднего, чем постагматический период вхождения воды в состав лав, дает следующую сводку содержания H_2O в этих разностях кислых лав (приводится в извлечении, табл. 41).

Таблица 41

П о р о д а	М е с т н о с т ь	С о д е р ж . H_2O (потеря при прокал.)	А н а л и т и к и
Д а ц и т	А л а г е з	2.89	М. М. Стукалова
П е р л и т о в ы й п е х ш т е й н	Н о в ы й Ю ж н ы й В а л л и с	2.84	Smeeth
Б а з и с д о л е р и т а	М o n t - D o r e	3.12	Лагорио
Л и п а р и т о - п е х ш т е й н	H l i n i k	3.85	„
П е х ш т е й н	C r e e k M o n t	4.59	Pirsson.
„	О с т р о в A r r a n	4.86	Shofield
П е х ш т е й н и з 8 а н а л и з о в	G a r s e b a c h b e i M e i s s e n	6.37	Scheerer

¹ О. Stutzer. Über Pechsteine von Meissen. Monatsber. der deutsch. geol. Ges., 1910, № 2, S. 103—108.

Дациты

	Алагез		Центральный Кавказ		Эгейский архипелаг		Италия	
	I цикл	II цикл № 220	Массив Непискало	Казбекский Сырх	Остров Милос ¹		Тосканыты ² Monte San Vito	
SiO ₂	65.81	64.70	64.45	64.52	64.04	64.62	64.57	64.04
TiO ₂	0.90	0.60	Следы	—	1.12	0.80	—	0.28
Al ₂ O ₃	16.29	12.66	18.32	17.28	13.09	15.52	16.80	14.48
Fe ₂ O ₃	1.69	5.36	3.70	5.12	3.32	3.82	0.97	1.73
FeO	2.49	2.15	1.19	0.18	2.40	1.68	3.02	4.35
MnO	0.08	0.07	0.10	—	0.11	0.13	Следы	—
MgO	1.13	2.49	0.49	2.20	1.19	2.46	1.69	1.03
CaO	2.76	3.80	3.88	4.29	5.72	5.69	3.53	4.00
Na ₂ O	3.90	3.97	3.70	3.81	3.50	3.48	3.81	4.14
K ₂ O	4.45	4.05	2.86	2.51	3.02	2.01	4.01	3.65
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0.41	Следы	—	—
H ₂ O _{-110°}	0.28	0.12	0.14	—	0.21	0.15	} 1.28	2.06
H ₂ O _{+110°}	0.25	0.11	1.07	0.52	2.20	0.26		
Сумма . .	100.03	100.08	99.90	100.43	100.33	100.62	99.68	99.76

1-й анализ относится к свободному от кварца пироксеновому дациту с Kendros Polivos; 2-й анализ — к роговообманково-пироксеновому дациту.

Из сравнения алагезских дацитов с соответствующими кислыми лавами Центрального Кавказа, включая в то число и лавы Эльбруса и Казбека, которое было произведено ранее при описании отдельных дацитовых разновидностей массива Алагеза, можно видеть, что при значительной аналогии в составе кислых эффузий Армянского нагорья и Главного Кавказского хребта, и в том и другом районе могут быть выделены две разновидности. К первой из них могут быть отнесены те дациты, для которых $RO:R_2O$ равняется около 1, что считается Ф. Ю. Левинсон-Лессингом отличитель-

¹ R. A. Sonder. Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zeitschr. für Vulkanol., VIII, H. 4, 1925, S. 220—221.

² H. S. Washington. Italian petrological sketches. Journ. of Geol., 1897, pp. 362—363.

ной особенностью кавказского типа дацитов. В эту группу из алагезских лав могут быть отнесены: дациты южного склона, слагающие массив в средней его зоне и могущие быть отнесенными к продуктам формирования вулкана в первый вулканический цикл, а также то лавовое плато на западном склоне, на котором расположена очень характерная зона кочевков Ширванджук — Артик.

Для второго типа дацитов характерным уже является превышение RO над R_2O , отношение между которыми колеблется в пределах 1.35—1.50, что совпадает с характеристикой нормальных дацитов. К этому второму типу дацитов могут быть отнесены вершинные дацитовые излияния Алагеза, вероятно, являющиеся продуктами вулканической деятельности за второй его цикл. Характерно, что к этому нормальному типу дацитов относятся лавы как западной, так и югозападной вершин, а также всего кратерного района (верхний горизонт вершины 1695 саж.).

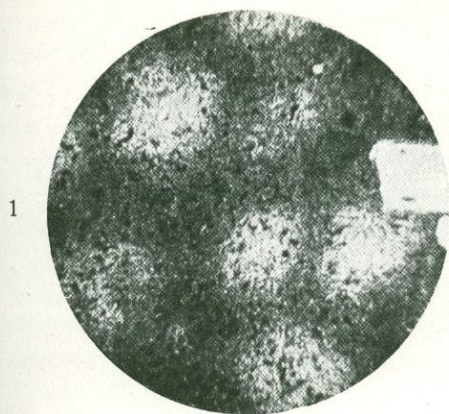
4. ВЫВОДЫ

При сравнении алагезских дацитов с другими районами, обнаруживается значительное сходство между химическим составом алагезских дацитов и их минералогической характеристикой, с одной стороны, и характером соответствующих лав некоторых вулканических очагов Эгейского моря, с другой. Так, например, R. A. Sonder,¹ исследовавший группу островов Милоса, дает следующую схему, указывающую на крайне близкий Алагезу комплекс дацито-андезитовых лав.

Альбит	Увеличение кислотности плагиоклазов	Плагиолипариты	—
Олигоклаз		Плагиоклаз-дациты	Роговообманковые-дациты
Андезин			Роговообманково-пироксеновые дациты
Лабрадор		Плагиоклаз-андезиты	Пироксеновые дациты
Битовнит		—	Пироксеновые андезиты
		Ряд, богатый плагиоклазами	Ряд, богатый пироксенами

Возможно, что лавовый андезито-дацитовый комплекс островов Милоса отвечает какой-либо фазе общего вулканического цикла, осуществившегося на островах Эгейского архипелага, по крайней мере, Sonder отмечает, что комплекс лавовых излияний данного вулканического района несколько иной, чем на Санторине и Эгина-Метана, так как липаритовая фаза отсутствует. В то же время для проведения аналогии с последова-

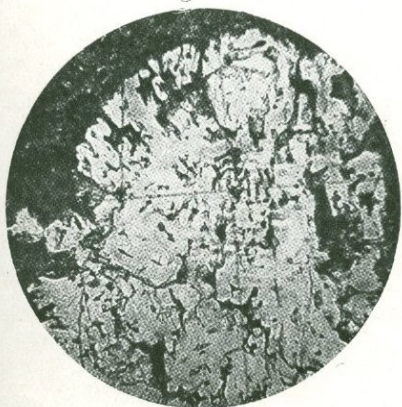
¹ R. A. Sonder. Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zeitschr. für Vulkanol., VIII, H. 4, 1925, S. 219.



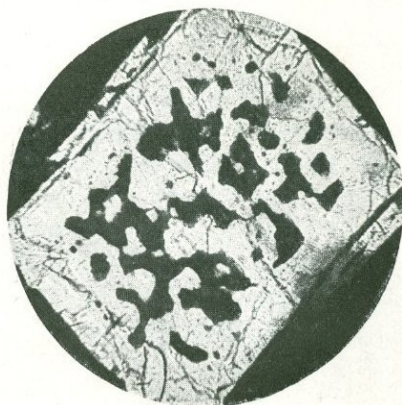
1



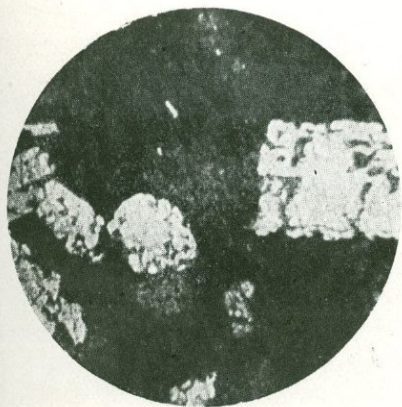
2



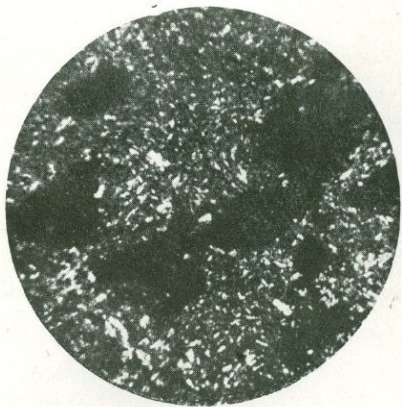
3



4



5



6

1— Кристобалитовые образования в основной массе дацитов южного склона. 2— Интрател-
лурические комплексы тех же дацитов. 3, 4 и 5— Скелетные образования плагиоклазов
в дацитовых лавах южного склона. 6— Основная масса щелочных дацитов Ампур-дага.

тельностью излияний на Алагезе, интересно отметить, что извержения начинаются с основных лав и последующим появлением более кислых разновидностей (в пределах одной фазы). Общая же последовательность извержений разделяется автором на три периода, причем продуктами извержения в первых из них являются кислые дациты и липариты.

Сопоставление лав с осадочными и туфовыми образованиями, с заключенными в них окаменелостями позволяют, на основании определения их G. d'Erasmio,¹ отнести время вулканической активности к плиоцену.

При описании отдельных петрографических типов Алагезских лав указывалось на характерное их отличие, заключающееся в присутствии значительного количества щелочей, в особенности K_2O , часто минералогически не выраженной, что отклоняет их несколько от нормального типа соответствующих лав, приближая кислые разности к трахитовому типу. В особенности это резко сказывается на туфо-лавовых разностях, которые по магматической их характеристике могут быть отнесены к трахидацитам (например, арктикский тип туфовых лав).

Эта же черта особенно резко проявляется при сравнении алагезских дацитов с лавами Италии, например, с вулканическими образованиями линии Bolsena — Vesuvias, в которых Washington различает трахидолеритовую серию. Кислыми дериватами этой серии являются тосканиты, отдельные анализы которых, сопоставленные в табл. 38, до тождества сходны с дацитами Армянского нагорья. Минералогический состав тосканитов следующий: щелочной полевой шпат, плагиоклаз, варьирующий свой состав в пределах от андезина до лабрадора. Из цветных минералов присутствуют аналогично лавам Алагеза — авгит или диопсид и гиперстен, заменяющий авгит вместе с биотитом. Присутствует часто кварц и характерно, что одновременно замечается присутствие и оливиновых образований. Согласно Washington'у, на тосканиты можно смотреть, как на биотитовые трахидолериты, причем в некоторых районах, очевидно, в зависимости от различия местных условий застывания, наблюдаются авгит-тосканиты, в других — гиперстен-тосканиты.

VI. ЩЕЛОЧНЫЕ ДАЦИТЫ

Среди тех разновидностей лав Алагеза, которые могут быть выделены в щелочно-дацитовую группу находятся несколько различающихся как по химическому составу, так и по характеру кристаллизации основной массы лав. К ним нужно отнести черные смоляно-каменные порфиры, а также две более нормальные и чаще распространенные на всех склонах

¹ G. d'Erasmio. Su alcuni fossili dell'isola de Milo raccolti del dott. R. Sonder. Zeitschr. für Vulkanol., VIII, N. 4, 1925, pp. 230—236.

Алагеза разновидности, одна из которых встречается в форме темной, почти черной лавы, переполненной белыми плагиоклазовыми вкраплениями, другая же представляет собою тип светлосерых щелочных дацитов.

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

1. ЧЕРНЫЙ СМОЛЯНО-КАМЕННЫЙ ПОРФИР

Одним из наиболее молодых излияний вулканического очага Алагеза является щелочно-дацитовая лава в виде одной своей разновидности — черного смоляно-каменного порфира.

Излияния эти, в большинстве случаев, покрывают образования более основной андезито-дацитовой магмы.

Из отдельных районов распространения этой лавы на южном склоне можно указать следующие.

а) Вершина хребта Амгур-даг. Самые высокие горизонты (3210 м) представляют излияние поверх андезито-дацитовой светлосерой лавы трахитового габитуса — зоны черной блестящей шлаковой лавы с порфирическими полевыми шпатами.

б) Несколько южнее в пределах того же водораздела Амперт — Архашан мы имеем залегание той же черной смоляной лавы, видимо, разлившейся в последние стадии формирования вулкана и образующей своими потоками конусы и шишки (напр. 2270 м), значительно раздробленные на отдельные глыбы.

в) Район соединения рр. Амперт — Архашан (непосредственный район крепости Амперт). Поверх дацитовой плитняковой лавы, слагающей толщу лавовых излияний, разрезанных каньоном р. Амперт, имеются выходы той же черной смоляной лавы. Эта же лава находится в районе крепости, покрывая гигантские радиально-лучистые и скорлуповатые отдельности той же дацитовой серой лавы.

г) Правый берег р. Амперт. Петрографическое строение этого района следующее: поверх основного дацитового фундамента Алагеза имеется ряд небольших продольно вытянутых хребтиков, сложенных из серой андезито-базальтовой лавы. Район этот покрыт в качестве продукта последнего излияния черной лавой, образующей здесь крайне пористые поверхностные разности, и формирующейся в виде изолированных шишек и конусов.

д) Наиболее восточными выходами на южном склоне являются выходы аналогичной породы на правом берегу р. Дали-чай в районе небольших хребтов, связанных с отходящим от югозападной вершины

хребтом Кара-даг. Здесь черная смоляная лава, занимая отдельные небольшие конусы и возвышенности, также повидимому, покрывает серые разновидности дацитовых лав. Крайне интересным, требующим выяснения, выходом черной смоляной щелочно-дацитовых лав является левый берег р. Архашан против крепости Амперт. Здесь на высоте около 1500 м имеются следы нарушенного тектоническими явлениями залегания плитняковой толщи дацитов. Наблюдаются плоскости скольжения.

Здесь же наблюдаются выходы смоляной лавы из под плитняковой дацитовой лавы, в то время, как выше на левом берегу Архашана (1840 м) эта плотная черная лава с характерным раковистым изломом залегает поверх андезито-базальта с плитняковой отдельностью. Несколько выше имеются переходы черной смоляной лавы в розовую щелочно-дацитовую лаву трахитового габитуса, имеющих характер, „захватов“ последней лавы отдельных включений смоляной черной разновидности.

К этому же району можно отнести выходы по левому берегу р. Архашан.

1) Сводя все эти данные можно отметить их согласование, касающееся вопроса о последовательности извержения кислых щелочно-дацитовых лав, являющихся в форме черного смоляно-каменного порфира одним из последних продуктов эффузии.

2) В отношении характера распространения этих лав и морфологических особенностей их выходов нужно отметить, что являясь характерным поверхностным образованием в определенной высотной зоне Алагеза они вместе с тем не покрывают в настоящее время сплошных пространств, будучи в значительной мере денудированы.

3) В связи с их физическими свойствами — хрупкостью, способностью раскалываться на мелкие острыебренные части и куски, значительной их трещиноватостью, преимущественным залеганием в форме глыбовой лавы, стоит значительная их инфильтрующая способность.

Внешне эти породы представляются плотными, хрупкими смоляно-каменными лавами с незначительным количеством вкрапленников.

Под микроскопом основная масса представляет флюидально-ориентированные потоки плагиоклазовых микролитов (преимущественно с прямым погасанием) с промежуточно расположенными остатками коричневатого аморфного базиса. Количество вкрапленников не более 8—10% объема всей породы; из них значительно преобладают (до 85%) тонко вытянутые призматические кристаллы плагиоклазов, в большинстве представляющие простые и реже полисинтетические двойники. Размеры вкрапленников 1×0.4 мм — 1.2×2 мм. Вкрапленники плагиоклазов строго идиоморфны.

Пироксены, бесцветные, строго призматические, размеры 0.2—0.3 мм × 1.1—1.5 мм; погасание $C_{n_g} = 41—36^\circ$; $2V = +70^\circ$; $+80^\circ$.

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

Таблица 43а

Оптические константы вкрапленников плагиоклазов

	№ 155, двойник.	№ 155, двойник.	№ 190
$V \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	65°	25°	30°
	47°	71°	80°
	58°	72°	61°
Двойниковая плоскость и ось	[001]	\perp (021)	[010]
№№ плагиоклаза	52	49	47
$2V$	$+80^\circ$	86°	82°

Таблица 43б

	n_g	n_p	n_m	$2V$	№ плагиоклаза	Двойниковая плоскость и ось
Разрез \perp PM— c_1	31	90	59		48	(010)
„ \perp PM— c_2	56	82	35		48	(001)

Угол погасания \perp PM = $28—27^\circ$, что соответствует № 50.

Наравне с этим типом наиболее распространенных смоляно-каменных щелочных дацитов имеются разности, в которых вследствие изменения каких-то местных условий в отношении физико-химической обстановки формирования породы, наблюдается появление в основной массе многочисленных кристобалитовых образований, чаще всего заполняющих микролитовые пустоты и поры, иногда же им необходимо приписать более активный характер в смысле кристаллизации их в основной массе среди микролитов.

Химический состав этой распространенной на южном склоне Алагеза лавы приведен в табл. 44.

Таблица 44

Водораздел Архашан — Амперт, № 155			
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	66.30	1.1050	72.32
TiO ₂	1.09	0.0136	0.89
Al ₂ O ₃	11.88	0.1164	7.62
Fe ₂ O ₃	2.83	0.0176	1.15
FeO	4.20	0.0583	3.82
MnO	0.14	0.0019	0.13
MgO	1.10	0.0275	1.79
CaO	2.70	0.0482	3.16
BaO	Следы	—	—
Na ₂ O	6.19	0.0998	6.53
K ₂ O	3.73	0.0396	2.59
P ₂ O ₅	0.23	—	—
Потеря при прокаливании	0.10	—	—
Сумма . .	100.49	1.5279	100.00

Аналитик Т. М. Окнова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

2.75 R \bar{O} · 1.34 R₂O₃ · 11.05 SiO₂

2.05 R \bar{O} · R₂O₃ · 8.24 SiO₂

$\alpha = 3.26$; $\beta = 37.01$; $\gamma = 2.70$

R₂O : RO = 1.02 : 1

По Озанну

S = 73.21

A = 7.62

C = 0.00

F = 11.55

K = 1.31

a = 7.95

c = 0.00

f = 12.05

n = 7.16

*73.21 a7.95 c 0.00 f12.05 n7.16

По сравнению с другими разновидностями щелочных дацитов этот поверхностный покров черного смоляного порфира отличается несколько

повышенным содержанием \overline{RO} и меньшим, следовательно, соотношением $R_2O:RO$, приближающимся к единице, т. е. ближе к характеристике нормальных дацитов.

2. ЧЕРНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ДАЦИТЫ

(Карадагский тип)

Лавы, развитые в хребте Кара-даг по правому берегу Амперта, а также являющиеся одним из самых молодых эффузивных образований Ампертско-Архашанского района, представляются плотной черной породой с сравнительно редкими вкрапленниками плагиоклазов и микроскопически аморфной массой.

Под микроскопом строение породы напоминает структуру черных туфовых лав, характеризующихся флюидалностью с тем различием, что в данном случае наблюдается большая плотность в сложении отдельных, как бы „застывших“ потоков.

Большое участие в строении основной массы принимают продукты протопневматолитических воздействий, способствующих не столько внесению новых химических веществ, сколько перерождению и переработке данного магматического материала.

Степень участия продуктов протопневматолитических реакций сильно варьирует в различных частях массива в лавах одного и того же химического состава и одного и того же макроскопического и микроскопического габитуса. Таким образом, полное тождество в химическом составе двух щелочно-дацитовых разновидностей, одна из которых носит лишь следы начальной стадии кристобалитизации, другая же кристобалитизирована в сильной степени, показывает, что кристобалитизация является в некоторых случаях лишь минералогическим осуществлением вследствие благоприятных термодинамических условий возможных потенциальных химических соединений, причем газы являются, по видимому, лишь осуществляющими это перерождение факторами.

Кристобалит имеет ряд морфологических различий: он или заполняет отдельные поры в породе, появляясь в форме обычного черепитчато построенного минерала с крайне слабым двупреломлением, или, концентрируется в отдельные полосы, входящие в состав основной массы. В последнем случае кристобалитизированные полосы основной массы породы обладают мельчайшим строением и выступают довольно ясно при скрещенных николях среди также флюидално построенного темнубурого аморфного базиса.

В некоторых случаях поры заполнены не только кристобалитом, но вокруг него появляется периферическая зона из минерала, обладающего большей силой двупреломления и являющаяся по времени более ранним

продуктом образования. Не является ли это образование калиевым полевым шпатом, входящим в комплекс новообразований вместе с кристобалитом подобно кристобалитизированным лавам американских месторождений.¹ Фенокристаллы вкрапленников, обладая константами, приведенными в табл. 45, относятся к андезину.

Пироксены — ромбический гиперстен и моноклинический авгит играют среди вкрапленников подчиненную роль.

Таблица 45

	№ 711		№ 204	
	Вкрапленники	Мелкие зерна	Вкрапленники	Средние зерна
$\left. \begin{array}{l} n_g \\ n_p \\ n_m \end{array} \right\} -B$	19°	—	78°	66°
	87°	—	64°	89°
	71°	—	28°	25°
Двойниковый закон	Альбит.	—	Карлсб.	—
Двойниковая плоскость и ось	⊥	—	(001)	⊥ (010) (010)
№№ плагиоклаза	40	25	33	37
2 V	—88°; 35°	—	—76°	—82°; 30°
Погасание ⊥ M	—	8°	—	16°; 33°

Химический состав этой разности туфообразных черных щелочных дацитов иллюстрируется приведенным в табл. 46 анализом (№ 204).

Таблица 46

	Район крепости Амперт, № 204		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	66.67	1.1112	73.99
TiO ₂	0.80	0.0099	0.66
Al ₂ O ₃	15.70	0.1539	10.25

¹ A. F. Rogers. Cristobalite in the spherulitic obsidian from Yellowstone National Park. The Amer. Mineral., vol. 6, № 1, 1921, pp. 4—6; A new occurrence of cristobalite in California. Journ. of Geol., № 6, 1922, p. 513.

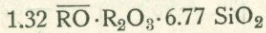
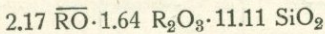
Таблица 46 (продолжение)

	Район крепости Амперт, № 204		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
Fe ₂ O ₃	1.59	0.0099	0.66
FeO	1.91	0.0265	0.77
MnO	0.06	0.0008	0.05
MgO	0.85	0.0212	1.41
CaO	2.02	0.0361	2.40
Na ₂ O	4.64	0.0748	4.98
K ₂ O	5.40	0.0575	3.83
H ₂ O _{-110°} . . .	0.33	—	—
H ₂ O _{+110°} . . .	0.08	—	—
Сумма	100.05	1.5018	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 3.13; \beta = 34.27; \gamma = 2.92$$

$$R_2O : RO = 1.56 : 1$$

По Озанну

$$S = 74.65$$

$$A = 8.81 \quad a = 11.67$$

$$C = 1.44 \quad c = 1.91$$

$$F = 4.85 \quad f = 6.42$$

$$K = 1.23 \quad n = 5.65$$

$$^s74.65 \quad ^a11.67 \quad ^c1.91 \quad ^f6.42 \quad ^n5.65$$

Описанные черные дациты связаны переходами с розовыми разновидностями той же магмы, развитыми, например, на левом берегу Архашана в районе крепости Амперт. Эти лавы, заключающие в себе участки черных разновидностей, отличаются под микроскопом следующими особенностями строения: изменяется характер основной массы, которая становится мелкозернистой, попережнему, недействующей на поляризованный свет, но лишенной всяких следов флюидальности; вкрапленники пироксена окружены желтоватобурой оторочкой, характерной и для лав и для туфов Центрального Кавказа.

Эти изменения, характерные также и для туфовых лав Алагеза, говорят о некотором перерождении черной щелочно-дацитовой лавы под влиянием выделяющихся магматических газов.

3. СВЕЛОСЕРЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ДАЦИТЫ

Одной из распространенных разностей щелочно-дацитовый лавы на Алагезе, формировавшейся в условиях лучше протекавшей кристаллизации, является светлосерая хорошо закристаллизованная порода, иногда находящаяся в самой тесной связи с черными разностями. Часто же обе разности являются пространственно разобщенными, слагая лавовые пласты или покровы различных фаз вулканической деятельности массива.

Под микроскопом можно отметить присутствие трахитовой основной массы с сравнительно крупными размерами микролитов.

Незначительное количество фенокристаллов, среди которых более крупными являются плагиоклазовые вкрапленники.

В основной массе встречаются частые образования кристобалита.

Иногда их выделение приурочено к полостям и миаролитовым пустотам основной массы.

В более редких случаях мы имеем не аллотриоморфные выделения кристобалитовых агрегатов, а образования, имеющие строго идиоморфные контуры. Принадлежат они к андезину.

Таблица 47

	Вкрапленники	
$B \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	16°	72°
	75°	24°
	84°	75°
Двойниковый закон	—	—
№№ плагиоклаза	37	40
2 V	-87°	-87°

Ромбический пироксен с слабым плеохроизмом (до розоватого). Моноклинический пироксен обладает $2V = +64^\circ$; $Cn_g = 42^\circ$. В отношении количественного взаимоотношения между обоими видами пироксена в этих кислых алагезских лавах, можно считать более обычным преобладание гиперстена.

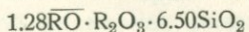
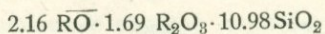
Химический состав светлых щелочных дацитов, для которых можно считать характерной лаву вершины Ампур-дага, приводится в нижеследующей табл. 48.

	Вершина Ампур-дага, № 225		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂ . . .	66.19	1.0976	73.25
TiO ₂ . . .	0.85	0.0160	1.07
Al ₂ O ₃ . . .	15.78	0.1544	10.30
Fe ₂ O ₃ . . .	2.31	0.0145	0.97
FeO	1.19	0.0165	1.10
MnO	0.06	0.0008	0.05
MgO	0.88	0.0218	1.46
CaO	2.15	0.0383	2.56
Na ₂ O	5.20	0.0839	5.60
K ₂ O	5.15	0.0546	3.64
H ₂ O _{-110°} .	0.23	—	—
H ₂ O _{+110°} .	0.05	—	—
Сумма . . .	100.03	1.4984	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 3.04; \beta = 35.07; \gamma = 2.85$$

$$RO: R_2O = 1:1.79$$

По Озанну

$$S = 74.32$$

$$A = 9.24 \quad a = 12.01$$

$$C = 1.06 \quad c = 1.39$$

$$F = 5.08 \quad f = 6.60$$

$$K = 1.19 \quad n = 6.06$$

$$s74.32 \quad a12.01 \quad c1.39 \quad f6.60 \quad n6.06$$

При полном тождестве в отношении химического состава черной и светлосерой разности щелочных дацитов, можно указать только на большее участие окисного железа в светлосерой лаве, в то время как черная разность содержит железо преимущественно в закисной форме, что является характерным и для других химических типов лав.

Представляет интерес точно так же, как и в ранее разобранных лавовых типах, отметить аналогию между алагезскими щелочными дацитами и эффузиями Центрального Кавказа.¹ Среди последних Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выделяет группу липарито-дацитов, относительно которой отмечает „что по своему химическому типу эти лавы, примыкая к дацитам, в то же время отличаются такими особенностями, которые не позволяют их считать за типичные обыкновенные дациты. К их особенностям относится прежде всего несколько большая кислотность, затем относительно большее содержание щелочей и наконец несколько меньшее содержание одноокисей, т. е. иное отношение, чем в нормальных дацитах. В общем, эти лавы близки к той средней для пятигорских лакколитов формуле, которая была выведена В. М. Дервиз и названа ею „трахилипаритом“.

Эта характеристика лав Центрального Кавказа является применимой для более кислых эффузий Алагеза, как это видно из табл. 49.

Таблица 49

	Магматические формулы			Коэффициенты			SiO ₂ в %
	\overline{RO}	SiO ₂	$\frac{R_2O}{RO}$	α	β	γ	
Светлосерые щелочные дациты	1.28	6.50	1.79	3.04	35.08	2.85	66.19
Черные щелочные дациты	1.32	6.77	1.56	3.13	34.27	2.98	66.67
Светлосерая лава Арагинского Сырха . . .	1.18	6.90	1.18	3.30	—	—	68.39
Эвтакситовая стекловатая	1.17	6.94	1.30	3.38	—	—	69.39
Липарито-дацит 1 ч. + 4 ч.	1.26	6.86	1.14	3.36	—	—	—
Трахиддацит	1.42	6.76	1.47	3.06	—	—	—

Кроме щелочных дацитов, алагезские лавы, как видно, могут еще ближе быть сопоставлены с трахиддацитами, подчеркивая этим еще раз особенность лав Армянского нагорья, имеющих тенденцию к образованию трахитоидных разностей.

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Полит. инст., XX, 1913, стр. 282—283.

VII. ТУФЫ И ТУФОВЫЕ ЛАВЫ

Наравне со значительным разнообразием в характере нормальных лавовых эффузий, строящихся в закономерной последовательности различные склоны массива Алагеза, замечательным является участие в его строении разнообразных туфов, а также тех своеобразных петрографических разностей, которые могут быть названы туфовыми лавами. Разнообразии окраски, характер включений, неодинаковая интенсивность процессов перерождения материнской лавы, все это создает ряд разновидностей как в пределах туфов, так и туфовых лав.

В то же время, при стремлении точно и резко разграничить все встречаемые на Алагезе разновидности между двумя этими главными группами (то есть туфами и туфовыми лавами) ощущается затруднение ввиду того, что некоторые разности, например, некоторые желтые туфы, при строении основной массы, аналогично некоторым туфовым лавам, включают такое громадное количество рыхлых продуктов эксплозионной деятельности, что с полным правом могут быть отнесены к туфам.

Все же, принимая во внимание более типичные разности, можно на основании текстуры и структуры относящихся сюда вулканических образований, а также на основании цветной их раскраски, отражающей физико-химические условия генезиса, установить следующие разности, описание которых и дается ниже в последовательном порядке.

Туфы	{	1) черные (темносерые)	{	постепенные переходы
		2) красные		
		3) желтые		
Туфовые лавы	{	1) пламенный тип (чернокрасные)		
		2) фиолетовопепельные, арктического типа.		

Последний тип туфовых лав, переходными своими разностями может быть связан уже с нормальными лавами, обладающими лишь измененной окраской, также в тоне фиолетовых цветов. Встречающиеся на Алагезе, преимущественно в контактных горизонтах, твердые, тяжелые, красные лавы могут быть причислены уже к типу „обожженных“ лав и рассматриваются в соответствующей части нормальных лавовых образований.

1. ЧЕРНЫЙ И КРАСНЫЙ ТУФЫ

(Ленинаканский тип)

Крайне важное участие в строении периферических зон Алагеза, точно так же, как в структуре прилегающих районов Армянского нагорья, играют черные туфы, образующие в своих верхних горизонтах красные разности с переходными к черным туфам оттенками.

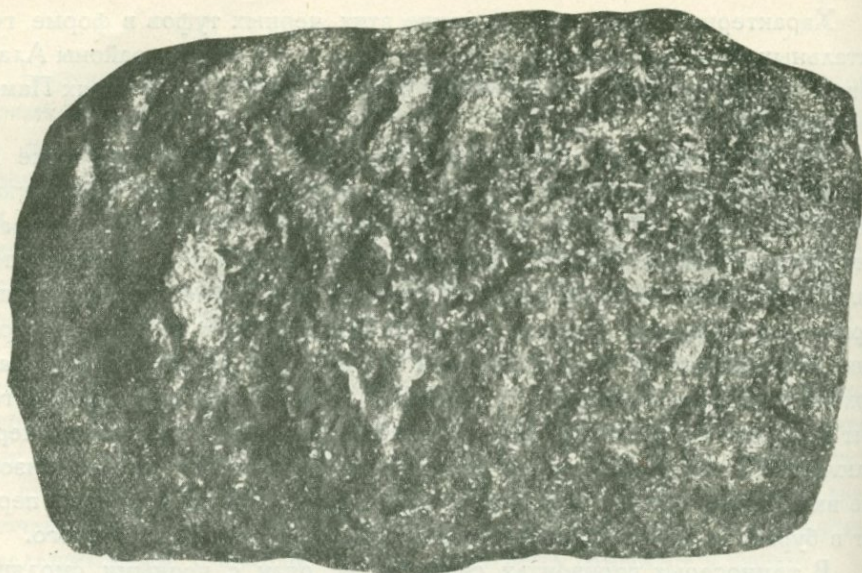
Характерным является залегание этих черных туфов в форме горизонтальных покровов, занимающих не только пониженные районы Алагезского массива, но отдельные долины в прилегающих предгорьях Памбакского хребта.

Как геологические условия залегания, так и помещаемые ниже данные по изучению структуры этих черных, бурых и красных туфов указывают на характер и условия этих распространенных в Армении образований. В некоторых районах имеются разрезы, указывающие на взаимоотношения различных разностей. Так, в районе станции Ани, расположенный на периферических эффузиях Алагеза, туфовый комплекс дает следующее чередование его разностей в вертикальном направлении (сверху вниз). Самый верхний слой красного цвета, мощностью до 30 см; под ним туфовый горизонт красного же цвета (75 см), содержащий большое количество черных включений; в еще более низких горизонтах преобладают черные линзовидные включения, той же туфовой природы, цвет лавы из красного переходит в бурый, и, наконец, меняется в темносерый, почти до черного.

В темносерых горизонтах сначала, на ряду с черными смоляными включениями встречаются и красные линзы, с переходом же в нижние горизонты преобладают уже исключительно черные тона. Все эти разности переполнены интрателлурическими образованиями плагиоклазов, отчасти пироксенов, а также включений ляпиллей, наблюдаются точно так же многочисленные включения желтой плотной пемзы.

Под микроскопом основная масса в черных туфах представляет собою буроватосерую изотропную массу, скрепляющую включения изверженных пород пемзы и отдельных минералов. Структура этого коричневого стекла — неоднородная, местами распадается на группы изгибающихся и ветвистых волокон или таблитчатых аморфных образований с пенистым строением или пространственно между собою разобщенных, или сцепленных в плотную войлочную массу. В верхних горизонтах некоторых комплексов цементом являются карбонатные вещества.

Если по микроструктуре основной стекловатой массы красные туфы представляются почти одинаковыми с соответствующими черными разностями, то они довольно резко отличаются по цвету своей аморфной массы. Черная туфовая разность обладает буроватосерым стекловатым веществом, в то время как основная масса красных и краснобурых туфов является уже при небольших увеличениях оранжевожелтой. При больших увеличениях это оранжевожелтое стекло не является однородным по интенсивности своей окраски. Часто каждое волокно ветвисто-волокнуистой основной массы имеет в центральной осевой части окраску светложелтую, в то время как периферические слои окрашены интенсивнее в оранжевобуроватый оттенок, причем в последних удается подметить мельчайшую, точечную, как бы зернистую структуру. В случае образования скелетных кристаллов плагио-



Фиг. 35. Красночерная туфовая лава.

клаза, наблюдаются в них втеки оранжевобуроватого базиса, местами перекристаллизованного в бесцветные зернышки, двоякопреломляющегося, минерала, обладающего яркой интерференционной окраской и значительным показателем преломления. Это новообразование не только переполняет вкрапленники, тесно ассоциируясь с аморфным базисом, но наблюдается отдельными полосками, ветвями, зонами во всей бурооранжевой основной стекловатой массе.

Из вкрапленников можно отметить присутствие преобладающих кристаллов плагиоклаза, дающие иногда короткостолбчатые образования с крайне тонкой полисинтетической штриховкой.

Константы плагиоклазов:

$$B \begin{cases} n_g - 29^\circ \\ n_p - 88^\circ \\ n_m - 61^\circ \end{cases}$$

Альбитовый закон; двойниковая ось \perp двойниковой плоскости;

Плагиоклаз № 34

$2V = 89^\circ$; погасание $\perp M - 47^\circ$

Микролиты обладают погасением $\perp M = 26^\circ$, так что как вкрапленники плагиоклазов, так и их микролиты относятся к андезину. Гиперстен дает крупные кристаллы, часто обладающие оплавленными контурами и обнаруживающие тесный парагенезис с магнитным железняком; $2V = -64^\circ$. Кроме ромбического пироксена присутствуют также образования монокли-



Фиг. 36. Переход черного туфа в красный.

нического авгита с крайне слабым плеохроизмом в зеленоватожелтоватых тонах Sp_g до 42° .

При аналогичном качественном характере плагиоклазовых и пироксеновых кристаллов в черных и красных туфах, наблюдаются в некоторых случаях небольшие различия в степени их сохранности и в количественном распределении в обеих разностях. Иногда это различие выражается в большем раздроблении кристаллов, находящихся в красных разностях; иногда в них наблюдаются раздробленные кристаллы полевых шпатов, при полном почти отсутствии пироксеновых вкрапленников. В других же случаях особого различия в породообразующих минералах черной и красной разностей не наблюдается.

Из включений, частью обожженных лав (ляпилли), можно указать на присутствие кристобалитизированных дацитов андезито-дацитовых лав. Постоянным структурным элементом туфов являются пемзовые включения, обычно желтого цвета, играющие в некоторых разностях красных туфов, т. е. в верхних горизонтах всего комплекса, существенную роль. Карбонаты, играющие роль цемента в верхних горизонтах некоторых туфовых разрезов, отсутствуют в более глубоких горизонтах, не являясь постоянным минеральным компонентом туфовых образований. Характерно полное отсутствие кристобалитовых образований, которые постоянно присутствуют в туфовых лавах арктического типа.

Химический состав черных и красных туфов, представленный в табл. 50, позволяет отнести их к дацитовому магматическому типу,

Гравитационный эффект

Сп. С. В. и др.

имеющему значительное количество представителей среди нормальных лав Алагеза.

Таблица 50

	Черный туф, Карабурун, № 30			Краснобурый туф, Карабурун, № 33		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	62.85	1.0475	71.36	61.70	1.0283	71.81
TiO ₂	0.98	0.0122	0.83	0.86	0.0107	0.75
Al ₂ O ₃	16.24	0.1591	10.85	16.26	0.1594	11.13
Fe ₂ O ₃	2.29	0.0141	0.97	3.60	0.0225	1.56
FeO	1.85	0.0257	1.76	0.71	0.0098	0.69
MnO	0.11	0.0015	0.10	0.09	0.0012	0.08
MgO	1.46	0.0365	2.49	1.44	0.0360	2.51
CaO	3.16	0.0564	3.84	3.79	0.0677	4.73
BaO	0.38	0.0024	0.16	0.13	0.0008	0.06
Na ₂ O	4.56	0.0735	5.01	3.32	0.0535	3.74
K ₂ O	3.60	0.0383	2.63	3.97	0.0421	2.94
Cl	0.04	—	—	0.05	—	—
CO ₂	Следы	—	—	0.17	—	—
SO ₃	0.03	—	—	0.22	—	—
H ₂ O _{-110°}	0.25	—	—	0.48	—	—
H ₂ O _{+110°}	2.21	—	—	2.95	—	—
Сумма	99.96	1.4672	100.00	99.74	1.4320	100.00

Аналитик В. А. Егоров

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

По Озанну

Черный туф	Черный туф	Красный туф	Черный туф	Красный туф
2.34 RO · 1.73 R ₂ O ₃ · 10.48 SiO ₂	S = 72.19	72.56		
1.35 RO · R ₂ O ₃ · 6.06 SiO ₂	A = 7.64	6.68	a = 9.01	8.19
α = 2.79; β = 37.29; γ = 2.58	C = 3.21	4.45	c = 3.78	5.46
RO: R ₂ O = 1.09: 1	F = 6.56	5.18	f = 7.21	6.35
	K = 1.23	1.20	n = 6.56	5.59

Красный туф

$2.11 \text{ RO} \cdot 1.82 \text{ R}_2\text{O}_3 \cdot 10.28 \text{ SiO}_2$

$1.16 \text{ RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 5.65 \text{ SiO}_2$

$\alpha = 2.71, \beta = 38.23, \gamma = 2.61$

$\text{RO} : \text{RO}_2 = 1.20 : 1$

Черный туф $s72.19 \ a9.01 \ c3.78 \ f7.21 \ n6.56$

Красный туф $s72.56 \ a8.19 \ c5.46 \ f6.35 \ n5.59$

При аналогичном химическом составе черного и красного туфов, взятых из одного и того же месторождения, можно отметить в черном туфе большее содержание щелочей (8.16% вместо 7.29%), чем красной разности. Распределение окисного и закисного железа отвечает характеру окраски разностей туфа, т. е., в красной присутствует железо преимущественно в окисном состоянии, в то время, как черный туф содержит почти одинаковое количество закисного и окисного железа. Интересно отметить большое содержание в красном туфе соединений, содержащих в своем составе Cl , SO_3 и CO_2 .

Что касается карбонатов, то они и макроскопически, как указано выше, присутствуют в верхних горизонтах туфовых комплексов.

Представляется интересным установить аналогию между черносерыми туфами Армянского нагорья ленинканского типа, с одной стороны, и туфовыми образованиями Флегрейских полей Италии, так называемыми tufo campano, широко развитыми в пределах Нижней Италии, с другой. Большое сходство здесь можно установить как в отношении геологических условий залегания этих туфов, так и их минералогического и химического состава. На основании исследований Scacchi,¹ Oppenheim'a² и Deecke³ большинство отдельных месторождений tufo campano (tufo grigio) расположено на большой открытой к западу и Тирренскому морю дуге, центр которого лежит, приблизительно, в окрестностях Неаполя. В то время, как внешнюю зону этой дуги легко проследить, на внутренней ее стороне между Cancelli и Sarno наблюдается перерыв, который простирается от Кампанской равнины до Апенин. Этот район является областью развития желтого туфа (tufo giallo), который в ряде местностей перекрывает серый туф Кампании. Характерным является, что туфы Кампании и Флегрейских полей, точно так же, как туфовые образования Армении заполняют долины и пониженные места более древнего рельефа, нивелируя, целые области и перекрывая, преимущественно, или более древние вулканические образования, или осадочные породы мезозоя и третичной эпохи.

¹ A. Scacchi. Memoire geologiche sulla Campanie. 1849—1850; „La regione vulcanica fluorifera della Campania. Napoli, 1885.

² Oppenheim. Beiträge zur Geologie der Insel Capri und der Halbinsel Sorrent. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges., Bd. 41, 1889.

³ W. Deecke. Zur Geologie von Unteritalien. Der sog. campanische Tuff, seine Lagerung, Zusammensetzung und Entstehung. Neues Jahrb. für Min. etc., 1891, S. 286—330.

Причисляемые исследователями итальянских туфов к производным трахитовой магмы, образования эти, подобно армянским туфам, содержат порой разнообразные включения, среди которых, кроме интрателлурических вкрапленников санидина и авгита — играют роль осколки пемзы, шлаков, обсидиана и обломки трахитовой лавы. Основная масса этих туфов представляет собою слабоокрашенную стекловатую массу, в которую погружены многочисленные, мельчайших размеров, желтоватосерые кристаллики пироксенов и рудные образования.

Интересными являются те минеральные новообразования, заполняющие поры туфа, которые были изучены Scacchi и среди которых определены были фторсодержащие минералы.

К таким новообразованиям можно отнести: железную слюду, плавиковый шпат, гиаалит и другие.

Что касается сравнения химического состава армянских и итальянских серых и черных туфов с тем отличием, которое является характерным и для нормальных лавовых образований обоих районов, именно, как указывается в нескольких местах при сравнении магматических характеристик обеих вулканических областей, туфы, туфовые лавы и лавы Алагеза при несколько повышенном содержании щелочей, в частности K_2O , все отстают в этом отношении от аналогичных образований Флегрейских полей и Кампании, для которых характерно высокое содержание K_2O , достигающие 8 и более %. Для сравнения туфов Кампании¹ и периферических районов Алагеза приведена табл. 51.

Помимо указанных аналогичных условий залегания, а также минералогического и химического состава, можно параллелизовать также время образования туфов Армянского нагорья и Флегрейских полей.

Характерными разрезами, показывающими условия залегания Алагезских периферических туфов, являются разрезы по р. Арпа-чай, в районе самого г. Ленинакана, где черный туф залегает пластом, мощностью 7—12 м, над песками, суглинками, а также над зеленоватыми глинами с *Dreissensia Dil. Abich*, которые могут быть определенно отнесены к бакинскому ярусу.

Извержение вулканического эксплозионного материала, который после соответствующих цементационных процессов, превратился в характерный серый туф Кампании и Флегрейских полей, происходило в конце плиоцена и, преимущественно, в течение плейстоцена. Так, по исследованиям А. Galdieri,² отложения tufo campano залегают над некоторыми молодыми террасами, уже подвергшимися эрозии, и которые могут быть отнесены к вюрмской эпохе.

¹ L. Ricciardi. I tufi vulcanici del Napolitano. Atti d. Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania, serie 3, XVIII, 1884.

² A. Galdieri. Le terrazze dell'alto Picentino. Boll. Soc. geol., XXIX, 1910.

Таблица 51

	Черный	Серый	Светлосерый	Серый
	Карабурун	Avellino	Fiano	Val del Irno
SiO ₂	62.85	61.31	62.62	61.81
TiO ₂	0.93	—	—	—
Al ₂ O ₃	16.24	16.97	17.43	19.86
Fe ₂ O ₃	2.29	2.45	0.75	1.44
FeO	1.85	3.20	4.30	3.80
MnO	0.11	—	—	—
MgO	1.46	0.96	1.05	1.55
CaO	3.16	3.02	3.23	3.07
BaO	0.38	—	—	—
Na ₂ O	4.56	3.03	2.03	1.78
K ₂ O	3.60	7.47	8.34	5.73
Cl	0.04	Следы	0.19	—
CO ₂	Следы	—	—	—
SO ₃	0.03	—	—	—
H ₂ O—110°	0.25	—	—	—
H ₂ O+110°	2.21	1.22	—	—
Сумма	99.16	99.63	99.94	99.28

Аналитик
В. А. Егоров

Относительно генезиса кампанских туфов за время их исследования было высказано значительное количество гипотез, которые одними из последних исследователей А. Galdieri и V. Paolini¹ распределяются в следующие группы.

1) Гипотеза Breislak.² Природа туфа является лавовой и характер извержения подводный.

¹ A. Galdieri e V. Paolini. Il tufo campano di Vico Equense. Atti della R. Accad. delle Scienze fis. e mat. di Napoli, 1913.

² Breislaks. Topografia fisica della Campania. Firenze, 1798.

2) Гипотеза Pilla и Abich.¹ Происхождение туфов связано с вулканами Россамонфина.

3) Первая гипотеза Scacchi. Туфы являются продуктом извержения вулканов Флегрейских полей и связаны, по всей вероятности, с воздушным характером извержения.

4) Вторая гипотеза Scacchi.² Извержения многочисленных очагов грязевых вулканов (*vulcano fluoroferi*), залегание современных туфов отвечает местам их извержения.

5) Гипотеза Johnston-Lavis,³ Deecke,⁴ de Lorenzo.⁵

Извержения, давшие серые туфы, являются продуктами деятельности определенных вулканических очагов, связанных с деятельностью вулкана Camaldoli (*piperno*). Указанные геологи дают картину генезиса, объясняющую ряд особенностей, рассматриваемых туфов. Так по Deecke, при подводном характере извержения, распыленный эксплозионным характером извержения магматический материал падал в окрестном районе в форме пепельного дождя. Взаимодействие морской воды и изверженного пепельного материала создавало своеобразие туфов.

Очагом, давшим этот материал, по мнению Johnston-Lavis, был кратер, находившийся в небольшом расстоянии от вулкана Camaldoli, продуктом излияния которого было, повидимому, также синхроничное туфам — образование *piperno*. De Lorenzo прибавляет, что кроме образования туфов в месте падения эксплозионного материала, были явления переноса и передвижения его путем водных потоков с мест, более возвышенных, в долины и понижения соответствующего рельефа, что содействовало выравниванию всего района. Извержение имело характер отчасти подводный, отчасти воздушный.

Рыхлый материал разносился от мест происхождения миль на 30 и будучи богат гидрофтористыми, гидрохлористыми сернистыми соединениями, при действии воды, давал те минеральные образования, которые обратили на себя еще внимание Scacchi. По схеме эксплозионных циклов, предложенной последним исследователем, время формирования серых туфов (*pipernoid tuff*) вместе с временем излияния пиперно, которое находит, повидимому, своих аналогов в туфовых лавах Алагеза арктического типа, может быть отнесено к первому периоду вулканической деятельности.

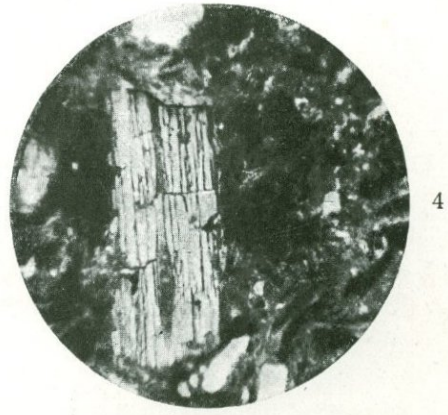
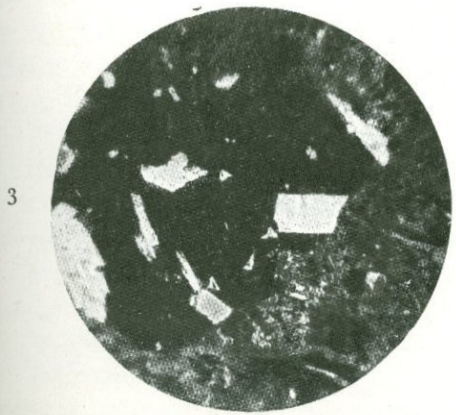
¹ H. Abich. Geologische Beobachtungen über die vulkanischen Erscheinungen und Bildungen in Unter- und Mittel-Italien. 1841.

² A. Scacchi. La regione vulcanica fluorifera della Campania. Napoli, 1885.

³ N. J. Johnston-Lavis. The South Italian volcanoes. Napoli, 1891.

⁴ Deecke. Ibid., S. 322.

⁵ De Lorenzo. The history of volcanic action in the Phlegraean Fields. Quart. Journ. of Geol. Soc., LX, 1904, p. 301.



1 — Красночерная туфовая лава каньона Шамиран. Вкрапленники, окруженные аморфным базисом с флюидальным строением. 2 — Флюидально-пенистое строение аморфного базиса в коричневой туфовой лаве нижней части ущелья р. Амперт. 3 — Включение осколка андезитовой лавы (черное в туфовой лаве). 4 — Вкрапленник пироксена в красночерной туфовой лаве.

Повидимому, последняя гипотеза является наиболее приемлемой при желании выяснить все условия образования туфовых пород Италии.

2. ЖЕЛТЫЕ ТУФЫ И ТУФОВЫЕ ЛАВЫ

В группу разнообразных туфовых и туфо-лавовых образований, отличающихся желтым цветом, входят как настоящие туфы, так и верхние горизонты туфо-лавовых комплексов, превращенные в легкие яркожелтые разности. Иногда эти два главных типа генетически резко отграничены один от другого, в других же случаях между ними намечаются переходы.

К первому типу настоящих туфов можно, например, отнести ярко-желтые, с слегка оранжевым оттенком туфы Инаклинского района с громадным количеством осколков обожженной лавы, точно так же желтовато-красный плотный туф Кошевского района с коричневатыми участками и остро-ребристыми включениями андезитовых лав. Сравнительно часто встречаются на Алагезе легкие желтые туфовые лавы, всегда почти связанные постепенными переходами с нижними красными горизонтами того же пласта туфовой лавы. Примером может служить район с. Такия, где яркожелтая туфовая лава с обсидиановыми „включениями“ (остаточные образования материнской лавы) постепенно переходит в плотный краснорозовый тип туфовой лавы; точно так же на западном склоне в окрестностях с. Акко по руслу Селяв-мастары обнажаются рыхлые желтые туфовые лавы, с остатками пехштейнового вещества, переходящие в плотные красноватозеленые туфо-лавовые разности.

Под микроскопом желтые разности, которые можно причислить к своеобразным туфовым лавам, представляют однородное светложелтое стекло в форме ветвистых, пенисто-волокнистых образований; местами наблюдаются красноватобурные скопления окислов железа.

Часто микроструктура представляет потоки пенисто-пористой массы, являясь связным и флюидально ориентированным пемзовым материалом. Ниже залегающие горизонты красноватых туфовых лав представляют тот же структурный тип желтого петлевидного волокнистого стекла, но еще более резко связанного в полосато-пенистый поток; различие проявляется в большей плотности, в меньшей пенистости, в менее „пемзовом“ характере туфовой лавы и в появлении хорошо сформированных микролитов плагиоклазов.

Включениями являются как мельчайшие кусочки андезитовой лавы, так и отдельные вкрапленники полевых шпатов и пироксенов. Кристаллы эти, большею частью раздроблены.

Те разновидности желтых разностей, которые являются почти настоящими туфами, составленными из выброшенного рыхлого материала,

микроскопически являются сцементированными осколочками желтого пемзового стекла и мельчайших каплеобразных аморфных образований, отличающихся большим морфологическим разнообразием.

Некоторые физические свойства этих туфов и туфовых лав могут быть иллюстрированы табл. 52, где сосредоточены данные удельного и объемного веса, коэффициента водопоглощения, а также $\%$ полной пористости.

Таблица 52

№№ образцов	Цвет породы	Месторождение	Вес сухого образца	Объем	Удельный вес	Объемный вес	$\%$ пористости
70	Яркожелтый с оранжевым оттенком . . .	Район с. Инаклю	51.65	28.00	2.51	1.85	14.35
61	Желтоваточерный . . .	Селение Кош	79.00	37.50	2.55	2.12	8.08
328	" . . .	"	85.44	44.50	2.09	1.92	11.86
1051	Желтый с черными включениями	Селяв-мастара	43.56	28.00	2.44	1.55	23.12
133	Яркожелтый	Такия	64.77	37.50	2.25	1.33	29.77

Сравнивая данные, относящиеся к туфам (№ 70, 61, 328) с величинами, характеризующими желтые туфовые лавы, можно отметить для первых большие объемные веса и меньшие значения для коэффициента водопоглощения и полной пористости. Последняя достигает большего значения (до 40%) для наиболее легких желтых туфовых лав Такийского района.

Характерный цвет желтых туфовидных образований, возможно, является связанным с большим содержанием Fe_2O_3 , при значительно пониженном присутствии FeO , как это показано в табл. 53, где приведены для сравнения и итальянские желтые туфы.

По химическому составу желтые туфы и туфовые лавы относятся к дацитовому и щелочно-дацитовому типу. Так характерная желтая туфовая лава Такийского района является щелочным дацитом (трахидацитом), мало отличаясь от состава нижних красноватых горизонтов того же туфового комплекса.

Таблица 53

	Алагез	И т а л и я ¹		
	Яркожелтый	Ж е л т ы й		Tufo Vomero
		Такия	Росса Piemonte Salerno	Vomero
Fe ₂ O ₃	2.41	4.10	3.92	4.36
FeO	0.43	0.76	0.76	0.61
Общая сумма окислов Fe	2.84	4.86	4.68	4.97
MnO	0.06	—	0.10	—
H ₂ O ^{-110°}	1.79	—	3.18	—
H ₂ O ^{+110°}	2.51	—	6.01	—

Таблица 54

	Т а к и я, № 133		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные % ₀
SiO ₂	65.12	1.0853	74.98
TiO ₂	0.73	0.0091	0.63
Al ₂ O ₃	15.33	0.1503	10.38
Fe ₂ O ₃	2.41	0.0150	1.04
FeO	0.43	0.0059	0.40
MnO	0.06	0.0008	0.06
MgO	1.50	0.0375	2.59
CaO	1.79	0.0319	2.20
Na ₂ O	4.52	0.0729	5.04
K ₂ O	3.65	0.0388	2.68
H ₂ O ^{-110°}	1.79	—	—
H ₂ O ^{+110°}	2.51	—	—
Сумма	99.84	1.4475	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

¹ О желтых туфах Италии см.: Ricciardi. I tufi vulcanici del Napolitano. Atti d. Accad. Gioenia di Catania, XVII, 1885; W. Deecke. Zur Geologie von Unteritalien. Neues Jahrb. für Min. etc., II, 1891, S. 308; E. Salvatore ed I. Friedlaender. Contributo allo studio de tufo napolitano. Zeitschr. für Vulkanol., X, H. 2, 1926.

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	По Озанну	
1.88R \bar{O} · 1.65 R ₂ O ₃ · 10.85 SiO ₂	S = 75.61	
1.13R \bar{O} · R ₂ O ₃ · 6.52 SiO ₂	A = 7.72	a = 10.68
$\alpha = 3.15; \beta = 31.16; \gamma = 3.06$	C = 2.20	c = 3.04
R ₂ O : RO = 1.47 : 1	F = 4.55	f = 6.28
	K = 1.34	n = 6.52
	s75.61	a10.68 c3.04 f6.28 n6.52

Характерным для туфов и туфовых лав, точно так же, как для настоящих черных и красных туфов Армянского нагорья является их повышенное содержание воды как удаляемой при 110°, так и при более высоких температурах. В этом отношении они отличаются от фиолетовых и пепельно-розовых туфовых лав Алагеза, которые в отношении содержания воды не отличаются от настоящих лав. Желтые туфовые образования имеют некоторую аналогию уже с настоящими пемзами, которые являются, повидимому, генетически с ними связанными, будучи лишь крайними продуктами перерождения первоначального магматического материала под влиянием своеобразных воздействий газов и паров воды.

В целях выяснения генезиса желтых разностей туфов и туфовых лав представляет интерес привести характеристику аналогичных образований Флегрейских полей Италии, где, как выясняется ниже, мы имеем почти полный комплекс сходных с Алагезскими туфообразными породами — вулканических образований. Желтые туфы, например, окрестностей Vico Equense,¹ залегающие двумя горизонтами выше и ниже слоя серых туфов Кампании (tufo campano), обладают структурой, указывающей на участие в их строении вулканического пепла, пемзовых включений, сцементированных светлым стеклом. Характерным является значительное участие ляпиллей. Взаимоотношение желтого туфа и залегающего ниже пласта tufo campano (серый туф) наблюдается различное: в некоторых местах горизонт желтых туфовых образований нерезко отграничивается от серого туфа, в других случаях слой желтого туфа располагается несогласно на залегающем ниже комплексе взрывчатых образований² (Soccavo).

Предположение, по которому в Алагезском массиве мы имеем в некоторых случаях постепенно переход желтых туфовых лав в нижележащие другие разновидности (розоватокрасные, Такийского района), повидимому, подтверждается, по описанию W. Deecke, также тесной генетической связью желтых туфовых разностей, включающих в нижних горизонтах „обломки“

¹ A. Galdieri e V. Paolini. Il tufo campano di Vico Equense. Atti della R. Accad. delle Scienze fis. e mat. di Napoli, XV, № 15, 1913.

² W. Deecke. Zur Geologie von Unteritalien. Neues Jahrb. für Min. etc., II, 1991, S. 327.

серого туфа, — в сплошные горизонты этих серых кампанских туфов. Повидимому, эти „обломки“ являются остаточными участками *tufo campano*, неперерожденного в верхнюю желтую разность. Наравне с этим, является характерным для Флегрейских полей образование больших площадей развития желтых туфов, связанных по описанию de Lorenzo¹ с самостоятельными очагами извержения: *Camaldoli*, *Monte di Cuma*, *Monte di Procida*, *Capo Miseno* и др.

Время извержения желтых туфов по исследованиям de Lorenzo относится ко второму периоду вулканической деятельности многочисленных центров Италии, причем образования эти являются подводными. После этого периода произошло поднятие района Флегрейских полей² над уровнем моря, но еще и сейчас часть вулканических центров, создавших желто-туфовые образования, находится над уровнем моря, другая же часть лишь отчасти выходит из-под уровня воды: гавань *Miseno*, *Nisida*.

3. ПЛАМЕННЫЙ ТИП ТУФОВЫХ ЛАВ

Туфовые лавы, которые могут быть объединены в своеобразные туфо-лавовые образования „пламенного“ типа, занимают определенный стратиграфический горизонт в вулканической истории Алагеза, отвечая определенной фазе его деятельности, резко отличавшейся по физико-химическим условиям своего проявления.

Высотная зона южного склона, к которой принадлежат туфовые лавы этого типа, может быть включена в пределы 1200—2200 м.

Представление о макроскопическом строении этих туфо-лавовых разностей может быть составлено на основании следующих конкретных описаний отдельных выходов. Зона Кош—Аван (1800 м) характеризуется черно-красными пламенными лавами с преобладанием красного туфо-лавового фона, по которому черные, „остаточные“ участки распределены, то в форме остроугольных участков, то составляют системы параллельных полос. Еще характернее туфовые лавы, составляющие верхний пласт Ампертского каньона у с. Пираган. Лавы этой зоны (1430 м) представляют на вид „включения“ ленточно-флюидально расположенных полос блестящего черного обсидианового вещества в кирпичнокрасной несколько пористой туфовой лаве. Чаще эти участки обсидианового вещества не имеют сплошного характера, а представляют собою отдельные тонкие, заостренные с концов линзы, располагающиеся рядами. Размеры этих линз крайне разнообразны, преобладают от 2 до 4 см. Несомненно, что здесь имеются

¹ G. de Lorenzo. The history of volcanic action in the Phlegraean Fields. *Quart. Journ. of Geol. Soc.*, vol. 60, pp. 296—314.

² Oestreich. Die Phlegräischen Felder. *Sitzungsber. der Ges. zur Beförder. der gesamt. Naturwiss. zu Marburg*, 1907, № 1.

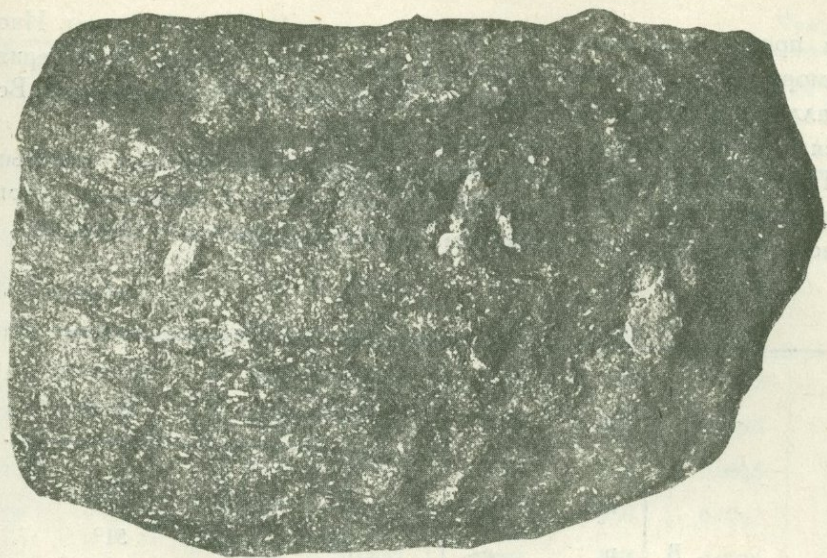


Фиг. 37. Пламенный тип туфовой лавы. Неперерожденные участки в форме черных линз и полосок.

результаты первичных магматических процессов, превративших породу в кирпичнокрасную разновидность туфовой лавы с остаточными линзовидными образованиями черного обсидианообразного вещества.

Аналогичное строение имеют туфо-лавовые пламенные породы более высокой зоны, обнажающиеся выше с. Инаклю. К этому типу лав можно отнести разности с аналогичной макроструктурой, но с тем различием, что фон породы начинает приобретать желтый оттенок. Соотношение между красной, чаще всего преобладающей основной массой породы и включенными в нее черными полосами, линзами и очкообразными участками, непостоянное. Наравне с описанными выше разностями, в которых черный компонент играет значительную роль, встречаются районы (близ Пирагана), в которых развиты туфовые лавы с преобладающей красной основной массой, в которой присутствующие черные небольшие линзочки отступают на задний план.

Под микроскопом основная масса дает черножелтооранжевые флюидально построенные участки с довольно плотным строением, без мелких круглых пор, характерных для арктических туфовых лав. Характер пористости в пламенных лавах отвечает характеру флюидальности, выражаясь существованием несколько вытянутой пористости, одинаково, повидимому, присущей как черным, так и цветным полосам; местами лишь наблюдается скопление пористых участков. Струйчато-флюидальная основная масса



Фиг. 38. Полосатые разновидности (черные неперерожденные полоски) пламенных туфовых лав.

обладает однородной структурой, но различается окраской аморфного базиса. Наблюдается чередование полосок темных коричневатобурых, с одной стороны, и полосок, обладающих оранжевожелтыми оттенками, с другой. Соотношение между участками оранжевого и желтого цветов, генетически связанных между собою, показывает, повидимому, переход оранжевого цвета в желтый. Оранжевые участки базиса несколько действуют на поляризованный свет, встречаются оранжевые пластинчатые образования, имеющие вполне кристаллический вид и обладающие значительным двупреломлением. Показатель преломления разноцветных составляющих аморфной массы следующий — 1.516.

Кристаллитизация отсутствует; почти нет следов раскристаллизации аморфного базиса под влиянием пневматолитических и термальных стадий формирования породы.

Кроме преобладающего стекла, описанного строения, главными составными частями породы являются: а) посторонние включения темных андезитов с сильно железистой основной массой и б) вкрапленники интра-теллурического происхождения, среди которых преобладают плагиоклазы, но присутствуют также и пироксеновые составные части.

Плагиоклазовые вкрапленники обладают характерными сильно развитыми крупно-скелетными образованиями. Чаще они представляют расчлененные, как бы оплавленные, кристаллы плагиоклазов, расположен-

ные в промежутках между буроватым стеклом основной массы. Иногда, эти аморфные включения занимают центральную часть, периферия же кристаллов представляется хорошо и гомогенно кристаллизованной. Встречаются и разнообразные переходные формы.

Плагиоклазы интрателлурического происхождения, как показывают помещенные в табл. 55 константы их, относятся к довольно основным в смысле соответствия с химизмом лав, типам, являясь — андезином.

Таблица 55

	Красночерная, Пираган	Красная, Такия
$B \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	28°	73°
	80°	51°
	64°	44°
Двойниковый закон	Альбит.	Карлсб.
Двойниковая плоскость и ось	⊥	
№№ плагиоклаза	51	47
2 V	+ 75° — № 53	—
Погасание ⊥ M	28°	25°

Пироксен встречается двух типов: ромбический — гиперстен и моноклинический — авгит, с $2V = +56^\circ$ и $Cng = 30^\circ$.

Химическому исследованию подверглись две разности туфо-лавовых образований пламенного типа: одна из них пираганская туфовая лава представляется типичной породой этой категории с своеобразным распределением черных „остаточных“ структурных элементов среди однородного красного фона, другая — такийская красная туфовая лава представляет почти заверченный переход от нормального пламенного типа к плотным красным разностям туфовых лав. В отношении магматической характеристики обе лавы принадлежат к щелочно-дацитовому типу алагезских лав (трахидацитовому) с теми некоторыми различиями, которые указаны в табл. 56.

Как из рассмотрения характерных для Армянского нагорья красных и черных туфов, обычно являющихся пространственно разобщенными, но связанными в то же время генетически, так и из изучения пламенного типа туфовых лав, можно заключить о существовании в туфах и туфовых

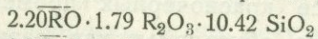
	Красночерная, Пираган, № 97			Красная, Такия, № 134		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	62.85	1.0422	71.78	65.02	1.0836	75.28
TiO ₂	0.80	0.0100	0.69	0.61	0.0076	0.53
Al ₂ O ₃	16.57	0.1621	11.17	15.03	0.1473	10.24
Fe ₂ O ₃	2.77	0.0173	1.19	3.19	0.0199	1.38
FeO	0.73	0.0101	0.70	0.35	0.0048	0.33
MnO	0.07	0.0009	0.07	0.11	0.0015	0.10
MgO	1.27	0.0314	2.17	0.97	0.0242	1.68
CaO	2.62	0.0467	3.22	1.66	0.0296	2.06
Na ₂ O	5.18	0.0835	5.75	4.63	0.0746	5.18
K ₂ O	4.43	0.0470	3.25	4.36	0.0463	3.22
H ₂ O _{-110°}	0.73	—	—	0.50	—	—
H ₂ O _{+110°}	2.18	—	—	3.43	—	—
Сумма	100.20	1.4512	100.00	99.86	1.4394	100.00
Аналитики	М. М. Стукалова			Ю. Н. Морачевский		

Магматические формулы и коэффициенты

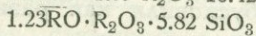
По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

По Озанну

Красная разность № 134



S = 72.47



A = 9.01

a = 11.01

$\alpha = 2.75; \beta = 38.31; \gamma = 2.61$

C = 2.16

c = 2.65

R₂O : RO = 1.46 : 1

F = 5.19

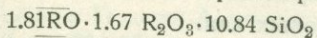
f = 6.34

K = 1.15

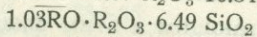
n = 6.39

s 72.47 a 11.01 c 2.65 f 6.34 n 6.39

Красночерная разность № 97



S = 75.81



A = 8.40

a = 12.05

$\alpha = 3.18; \beta = 32.05; \gamma = 3.07$

C = 1.84

c = 2.63

R₂O : RO = 2.0 : 1

F = 3.71

f = 5.32

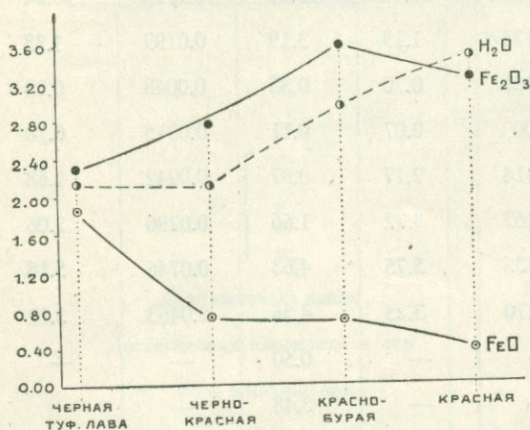
K = 1.31

n = 6.16

s 75.81 a 12.05 c 2.63 f 5.32 n 6.16

лавах ряда разновидностей, обусловленных не вполне завершенным характером тех физико-химических процессов, которые ведут к появлению чисто красных разновидностей.

Для выяснения химической стороны этих явлений, в табл. 57 сопоставлены данные химического состава, касающиеся содержания окислов железа и марганца, а также воды в соответствующих туфовых и туфовых образованиях, причем последние расположены последовательно от совершенно черных через красночерные к красным разновидностям.



Фиг. 39. Окраска чернокрасных туфовых лав.

Приведенное сопоставление позволяет привести изменение окраски туфовых разновидностей, как это указывал Абиш, с изменяющимся соотношением между окисным и закисным железом, причем диаграмма наглядно отмечает, что в красных разновидностях вместе с содержанием окисного железа начинает значительно возрастать количество воды, удаляемой при более высоких температурах и в чисто красных разновидностях достигает до 3.5%.

Последняя закономерность, наблюдаемая в черных и чернокрасных туфах и лавах, не имеет общего характера, так как с другой стороны в пещштейнового типа лавах, обладающих еще более повышенным содержанием H_2O , мы видим обычно преобладающую черную окраску.

Не останавливаясь, пока, на тех сложных физико-химических явлениях, которые протекали при генезисе красночерных промежуточных и конечных разновидностей туфов и которые обусловили как разнообразие окраски отдельных разновидностей, так и причудливое сочетание цветов в одних и тех же образцах, можно сейчас отметить намечающуюся связь между последовательно изменившимися цветами аморфного базиса этих образований и цветами самих туфов, причем остановка процесса изменения окраски базисов на той или иной промежуточной стадии создавала разнообразие окраски отдельных туфов и туфовых лав.

Основным типом туфовой лавы, подвергающимся этим физико-химическим процессам, как это можно заключить из полевых наблюдений и из изучения химического состава, является черная разновидность. Изменение окраски базиса и самих пород можно иллюстрировать следующей схемой.

Цвет туфовой лавы	Черная разновидность	Красная различных оттенков	Красно-желтая
Цвет аморфного базиса (под микроскопом)	Коричневато-бурый	Оранжевый	Желтый

Появление оранжевого цвета базиса красных и красных разновидностей связано, по видимому, частичной раскристаллизацией базиса и появлением субмикроскопических кристаллических выделений, природа которых подлежит выяснению. Во всяком случае, образование туфовых лав пла-

Таблица 57

	Черный	Красночерный	Краснобурый	Красный
	Карабурун	Пираган	Карабурун	Такия
Fe ₂ O ₃	2.29	2.77	3.60	3.19
FeO	1.85	0.73	0.71	0.35
Общая сумма окислов Fe	4.14	3.50	4.31	3.54
MnO	0.11	0.07	0.09	0.11
H ₂ O _{-110°}	0.25	0.73	0.48	0.50
H ₂ O _{+110°}	2.21	2.18	2.95	3.43

менного типа, точно так же, как и, вообще, формирование красных разновидностей среди эффузивных различных дериватов (лавы, туфы, пемзы, вулканические пески и пеплы) является результатом физико-химических явлений, отличающих некоторые своеобразные стадии единого вулканического процесса, а не результатом участия двух лавовых растворов. Вопросы, связанных с существованием черных (или серых) участков, а также красных, в том или ином морфологическом взаимоотношении, касаются в своих работах, посвященных исследованию вулканических продуктов Кавказа — Г. Абих,¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг,² А. П. Герасимов,³

¹ Г. Абих. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Записки Кавк. отд. геогр. общ., 1899, стр. 33—35.

² Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вулканы и лавы Центрального Кавказа, 1913, стр. 217, 288, 234 (анализы Н. Н. Ефремова).

³ А. П. Герасимов. Северовосточное подножие Эльбруса. Изв. Геол. ком., XXX, № 2, 1911.

В. В. Дубянский. Наиболее близко к затрагиваемым вопросам, в связи с изучением туфовых лав Алагеза стоит работа П. П. Гамбаряна,¹ применявшего и эксперимент для выяснения причин появления окраски красных туфов Армении.

По Абиху часто наблюдается, однако, и беспорядочное взаимное проникновение черных и красных масс, и тогда порода становится похожей на грубую или мелкую брекчию с окраской весьма различных тонов, меняющейся, смотря по перевесу той или другой составной части. В общем красная окраска туфовой лавы преобладает особенно тогда, когда она, широко распространяясь в форме покровов, переходит в разность более или менее рыхлого туфа, который, однако, всегда сохраняет известную вязкость и строение на подобие войлочной ткани; этим порода отличается от туфов чисто обломочного происхождения и „далее между данными, которые свидетельствуют, что черное пехштейновое видоизменение армянских туфовых лав и было первоначальным и, что оно подчинилось превращению в красное ячеистое лишь при появлении их из недр земли в пределы атмосферы, решающее значение принадлежит химическому анализу“.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отмечает для ряда районов вулканов Центрального Кавказа совместное чередование красных и черных лавовых разностей; так для лав Непискало характерно, что в них резко выражено деление на серый и красный тип. Серые и красные участки лавы чередуются слоями; там где они идут поперек гребня, получается очень характерная картина, подчеркиваемая чередованием красных и серых осыпей. „В лавах Арагвинского Сырха в стекловатых разновидностях чередуются правильными эвтакситовыми слоями или, иногда, атаксически, серые и красные участки: красный цвет этих последних обусловлен массой красных пластиночек и неправильных выделений“.

Влияние процессов перехода черной разности в красную на степень сохранности порообразующих минералов, что подтверждается изучением и алагезских лав, подчеркивается А. П. Герасимовым, который указывает на раздробленность плагиоклазов в лавах Эльбруса „причем это оригинальное явление, не сопровождающееся волнистым погасанием минералов, имеет такой характер, как-будто от крупного неделимого взрывом газов были оторваны мелкие осколки, причем особенно замечательно то, что такая раздробленность (плагиоклазов) особенно резко выступает в красных участках. В таких случаях в участках этого типа почти совсем не встречаются идиоморфные кристаллы, тогда как в серых участках того же самого препарата хорошо образованные неделимые попадают не только среди гиперстенов, но нередко и среди полевых шпатов. Это явле-

¹ P. Gambarian. Étude sur les tufs du Haut Plateau Armenien. Paris, 1917.

ние, на мой взгляд, только подтверждает высказанное выше положение о том, что окраска красных участков обусловлена их окислением после потери газов, выделение которых и могло повести за собою такое раздробление крупных вкрапленников“.

В полном согласии с изложенными выше данными изучения алагезских туфов и туфовых лав стоят результаты работы П. П. Гамбаряна, который резюмируется в следующих выражениях.

1) Различные разности туфов Армянского нагорья имеют почти идентичный химический состав за исключением закиси железа, которая преобладает в черных туфах. Минералогический состав черных и красных туфов одинаковый: андезин, олигоклаз, авгит, гиперстен и магнетит.

2) Различие, проявляемое в окраске черными и красными туфами, обусловлено различием цвета стекловатой основной массы породы, которая является в черных туфах — коричневой однородной, а в цветных разностях обыкновенно окрашена в кирпично-красный цвет появлением тонких глобулитов.

3) Появление и происхождение красной окраски туфов связано с постепенным окислением закисного железа в черных разностях и появлением в их стекловатом базисе красных глобулитов; это заключение подтверждается и опытами нагревания черных разностей.

Приводимые указанными авторами данные перехода закисного железа в окисное, сопоставлены в табл. 58.

Таблица 58

	Центральный Кавказ		Армения					
			Иринд	Алагез	Ленинакан. плато		Карабурун (Алагез)	
	Ц в е т а							
	Черные	Красные	Черные	Красные	Черные	Красные	Черные	Красные
FeO	1.68	0.78	1.70	0.68	1.60	0.68	1.85	0.71
Fe ₂ O ₃	1.25	2.22	—	3.10	2.22	2.46	2.29	3.60
Авторы	Ф. Ю. Левинсон-Лессинг		Г. Абих		П. П. Гамбарян		П. И. Лебедев	

Приведенные данные указывают на значительное постоянство химических взаимоотношений, в особенности постоянным является содержание закиси железа в черных и красных разностях лав.

Значительное сходство как в морфологическом, так и в химико-минералогическом отношениях имеют туфовые лавы пламенного типа с теми

разновидностями итальянских лав пиперно, которые были названы „Flammenlaven“ (L. v. Buch) и которые уже целым рядом первых исследователей относились к настоящим лавам: L. v. Buch, Scachi, Roth, Bresslack, Freda, Kalkovsky и другие. Последний¹ дает следующую характеристику пиперно, развитым в районе Camaldoli. Морфологически они являются дифференцированными в районе на светлосерую и тонко-зернистую, мягкую основную массу и черносерые более плотные линзы, имеющие ориентированное положение в лавовом потоке, располагаясь параллельно верхней и нижней поверхности. Кроме обычных породообразующих минералов трахитовой лавы они характеризуются присутствием в миаролитовых пустотах содалитовых образований, а также кристобалита, морфологически очень близкого кристобалитам армянских лав.

По описанию Кальковского, черные линзовидные части характеризуются по сравнению с серой основной массой пониженной пористостью, большим содержанием магнетита и сферолитовой структуры. Последняя иногда характеризуется сосредоточением магнетитовых и авгитовых агрегатов в центральной части сферолитов с кристаллизуемой в периферических частях санидинового вещества. Черные „Flammen“ не являются включениями в породу, составляя лишь дифференцированные части, обособившиеся в шпировые структурные компоненты.

Вопросы генезиса и минералого-химического состава туфовых лав типа пиперно затрагиваются рядом более ранних и современных исследователей: L. dell'Erba,² G. Freda.³

4. ТУФОВЫЕ ЛАВЫ АРТИКСКОГО ТИПА

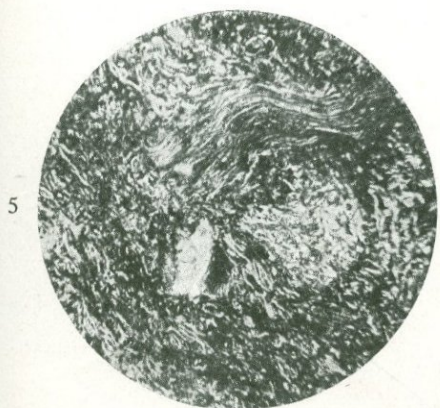
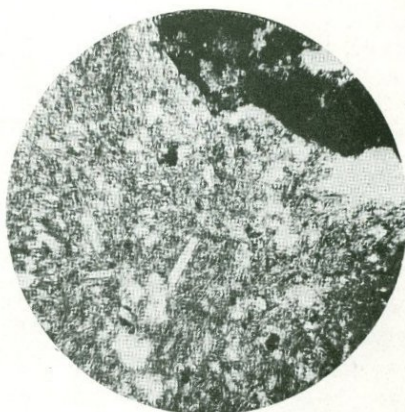
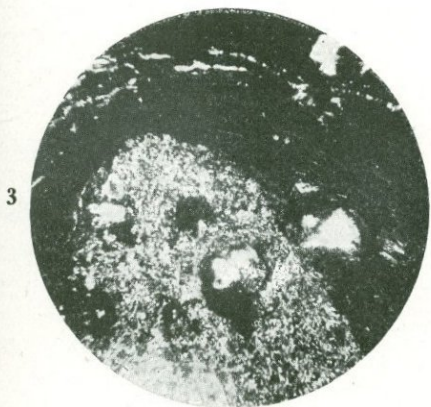
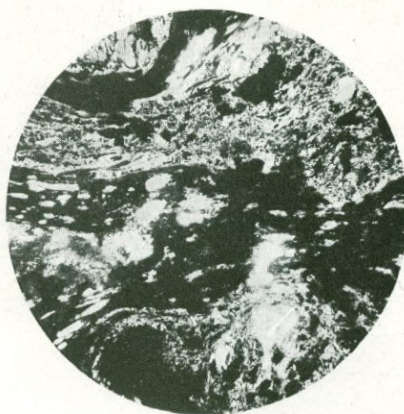
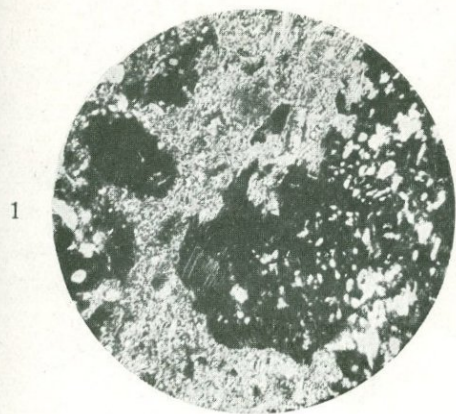
Широкое участие в строении Алагеза, как это выяснено в первой части, принимают в определенной высотной зоне своеобразные туфовые лавы, типичным представителем которых является, так называемая, арктическая туфовая лава, обладающая вполне определенным комплексом физических и механических свойств.

Почти во всех районах ее распространения, неразрывно, генетически с ней связанным образованием — является верхняя покровная красного цвета плотная разность, которая, иногда принималась за результат самостоятельного излияния новой порции кислой лавы поверх уже сформированного пласта туфовой лавы арктического типа. Это, так называемая, красная покрывка арктической лавы, иногда денудированная на значитель-

¹ E. Kalkovsky. Über den Piperno. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges., XXX, 4.

² L. dell'Erba. Considerazioni sulla genesi del Piperno. Atti della R. Accad. delle Scienze fis. e mat. di Napoli, V, serie 2, № 3, 1892.

³ G. Freda. Sulla composizione del Piperno trovato sulla Collina del Vomero e sull'origine probabile di questa roccia. Rend. della R. Accad. delle Scienze fis. e mat., 1888.



1 и 2 — Флюидально-пенистая структура туфовых лав пламенного типа. 3 — Неоднородная структура туфовых лав пламенного типа. 4 — Микролитовые образования и микроструктура желтых туфовых лав. 5 — Характерная флюидальная структура чернокрасных туфовых лав. 6 — Микроструктура плотных красных туфовых лав.

ных пространствах и отвечающая, очевидно, определенным условиям застывания покровного горизонта единого пласта, в состав которого в нижних горизонтах и входит наиболее перерожденная магматическими газами часть, дающая эти фиолетовосерые и розоватые разности арктического типа.

Красные покровные горизонты. Петрографически эти верхние горизонты не являются однородными в различных месторождениях, иногда приближаясь по своей природе ближе к туфам, иногда же к промежуточным образованиям между последними и ниже залегающими горизонтами туфовой лавы.¹

Красная туфообразная покрывка, например Кипчагского района Арктического месторождения, обладает под микроскопом следующими особенностями строения. Разность эта состоит из незначительного количества корродированных полевошпатовых вкрапленников, переполненных часто равномерно мелкими включениями желтого стекла, меньшего количества пироксеновых вкрапленников, редких табличек магнетита и преобладающего в туфе громадного количества мелких осколочков оранжевого и красноватого стекла с флюидальной структурой; иногда эти рыхлые образования, как бы, закручены, изогнуты.

Все эти составные части сцементированы, преимущественно, карбонатами, дающими мелко-зернистые образования. Карбонатное вещество пронизывает также мелкие трещины и поры вкрапленников. Кипчагская порода может быть сопоставлена с туфами.

Покровные образования Шамиранского района являются более сложными, представляя целый комплекс, отдельные горизонты которого находились в различных условиях застывания. Внешне эти покровные образования дают три, резко различающиеся морфологически, горизонта.

I. Слой красной туфообразной лавы.

II. Слой очкообразной красной туфовой лавы.

III. Слой более однородной фиолетовой туфовой лавы.

При микроскопическом анализе эти три горизонта покровных образований различаются между собою структурно и минералогически, но оказываются генетически связанными.

Верхний горизонт (I) является своеобразным промежуточным образованием, находящимся между настоящим туфом, составленным из сцементированных рыхлых частиц — продуктов вулканической деятельности и туфовой лавой обладающей характерным пенисто-флюидальным строением. Последнее доказывается тем, что отдельные выброшенные

¹ Некоторые разности этих промежуточных между туфами и лавами образований вполне подходят согласно предложению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга к типу „ляпилиевых витрофиров“: Армянское вулканическое нагорье. Журнал „Природа“, № 5, 1928, стр. 443.

частицы обтекаются этой яркожелтой пенистой массой, окончательное застывание которой произошло после извержения. В то же время это красное туфообразное образование не было, повидимому, застывшим, сплошным лавовым бурлившим потоком, каковым является средний и нижний горизонты (II и III), а составила, отчасти, из отрывавшихся и обратно падавших, благодаря бурному выделению газов, капелек жидкого стекла, находившихся еще в жидком состоянии и цементировавшихся при окончательном застывании. Участвуют также настоящие рыхлые образования (ляпили), падавшие на эту микрофонтанировавшую поверхность лавового потока.

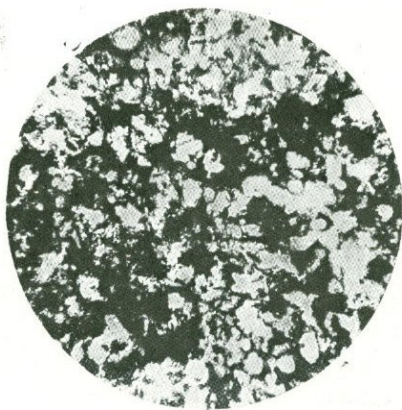
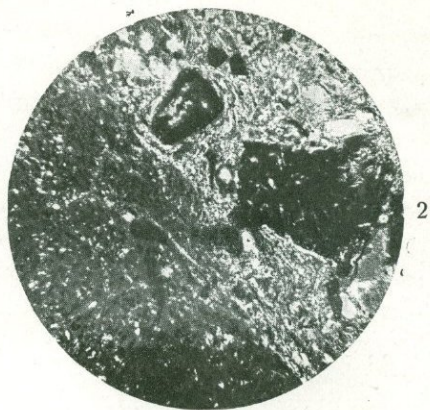
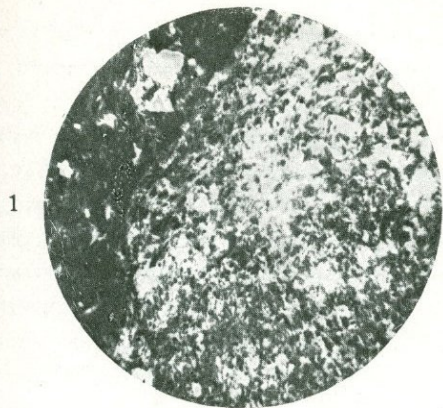
Средний горизонт (II). Находившийся под верхним защитным слоем средний горизонт того же лавового бурлящего потока, получал погружавшиеся более крупные осколки посторонних пород, но цементировал их уже не отдельными каплями стекла, а облекал их и соединял сплошным пенисто-флюидальным аморфным веществом.

Последнее подвергалось изменениям двоякого порядка: с одной стороны оно так же, как и в верхнем горизонте под влиянием газов изменяло свою буроватосерую окраску, отвечавшую первоначальному цвету черной туфовой лавы, на яркожелтую, но одновременно шло формирование при помощи пневматических агентов новых минералов — карбонатов, в виде мелких образований, усеивающих аморфный базис и находящихся, как бы, в промежутках между отдельными структурными элементами этого стекла. „Псевдovключения“ среднего горизонта являются перерожденные участки буроватосерого стекла, также линзовидно-изгибающиеся между желтыми преобладающими участками аморфного базиса, но лишенные карбонатных новообразований.

Настоящими включениями этого горизонта являются черные стекловатые андезиты.

Нижний горизонт (III), находившийся еще в лучших кристаллизационных условиях, содержит уже значительное количество карбонатов, образующих целые группировки среди желтых стекловатых участков. Микролитов плагиоклазов во всех горизонтах не наблюдается; имеются лишь в разной стадии ассимиляции остатки интрателлурических вкрапленников, причем наибольшее на них воздействие наблюдается в верхней зоне покровного комплекса, в результате чего было почти полное их исчезновение и замена незначительными неассимилированными еще обрывками плагиоклазов и пироксенов; в среднем горизонте имеется уже большее количество оплавленных кристаллов, сохраняющих свои обычные морфологические черты.

Туфовая лава арктического типа. Микроскопически представляется фиолетово-пепельной или розово-фиолетовой пористой легкой породой, то вполне однородной, то включающей крупно-пористые пемзообразные



1 — Микроструктура верхнего слоя красного покровного слоя туфовой лавы арктического типа. 2 — Микроструктура средней зоны покровного слоя. Характер дацитовых включений, обтекаемых пенистой массой флюидального базиса. 3 — Переходная зона к туфовым лавам. Альбитизированные участки. 4 — Включения пироксена в твердых разностях туфовых лав Шамиранского каньона. 5 — Плагиоклаз и моноклинический пироксен твердых туфовых лав.

включения сероватых оттенков. Расположение пемзовидных участков, то равномерное по всей породе, то происходит их обособление в форме полос, как это наблюдается в туфо-лавовом горизонте, залегающем в нижних горизонтах Ампертского каньона.

Для выяснения зависимости изменения физических свойств туфовых лав, от места занимаемого данным горизонтом в общем перерожденном лавовом комплексе, был определен ряд физических свойств — удельный и объемный вес, коэффициент водопоглощения и % полной пористости образцов, взятых последовательно с различных глубин в искусственном разрезе пласта туфовой лавы Арктикского месторождения. Эти данные, сопоставленные с закономерно изменяющимся цветом пород, представлены в табл. 59.

Таблица 59

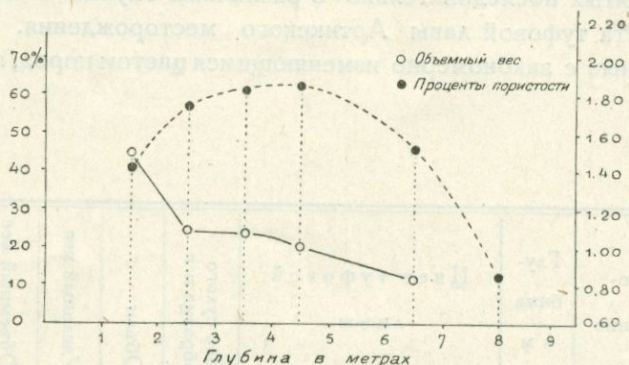
№№ образцов	Место-рождение	Глубина в м	Цвет туфовой лавы	Вес сухого образца в г	Объем	Удельный вес	Объемный вес	Коефф. водопоглощения	% полной пористости
782	Арктикск.	1.5	Мясокрасный кирпичный	67.14	45.0	2.52	1.49	27.27	40.70
785	„	2.5	Розовофиолетовый . .	25.75	24.0	2.52	1.08	53.15	57.44
789	„	3.5	Розовофиолетовый несколько более яркий	25.14	23.5	2.73	1.07	56.87	60.74
793	„	4.5	То же	34.29	32.0	2.90	1.01	58.79	63.07
796	„	5.5	Сероватофиолетовый .	37.42	40.5	2.54	0.92	68.94	63.70
800	„	6.5	Светлосерый	46.66	56.0	1.54	0.83	55.25	46.08
804	„	8.0	Темносерый, почти черный	57.74	26.3	2.50	2.19	5.03	12.37
1040	Селение Зарынджа	—	Фиолетовый	42.77	24.5	2.90	1.74	22.75	39.71

Данные объемного веса и % пористости использованы для диаграммы (фиг. 40). Эти же величины сопоставлены с глубиной (ось абсцисс).

Сопоставление этих данных указывает на закономерное изменение с глубиной как цвета туфо-лавовых горизонтов, так и других физических свойств.

Верхнему покровному горизонту, сильно отличающемуся от глубже залегающих настоящих туфовых лав „арктического“ типа, как описано выше, свойственны кирпично-красные цвета. Для арктической же лавы характерными являются различные тона розовато-фиолетовых цветов, которые принимают с глубиной сероватый оттенок (6.5 м) и, наконец, переходят в темно-серые и черные тона перерожденной материнской лавы.

Объемный вес уменьшается довольно быстро и дает резкий скачок у неперерожденного горизонта. Интересным представляется изменение



Фиг. 40. Изменение пористости туфовых лав с глубиной.

коэффициента пористости, который возрастая на глубине 3.5—5.5 м обладает максимальной величиной, достигающей почти до 65%.

Несомненно, эти данные указывают лишь на характер изменения физических свойств с глубиной, но не являются постоянными для всего подвергшегося перерождению комплекса ввиду сложности распределения в лаве метаморфизовавших ее газов.

Под микроскопом туфовая лава арктического типа состоит из небольшого количества, корродированных интрателлурических вкрапленников, дающих часто лишь несовершенные скелетные образования в форме „изъеденных“ или расчлененных на отдельные сегменты кристаллов плагиоклазов.

Основная масса состоит из мелко-пористого, сероватого обычно сильно кристобалитизированного стекла. Кристобалитовое вещество наблюдается как в мелких микролитовых пустотах основной массы, так и в трещинах основной массы, являясь их цементирующим веществом.

Интересным является проследить в вертикальном направлении возможные изменения в микроструктуре толщи туфовой лавы и в характере входящих в ее состав вкрапленников. При наблюдении шлифов, приготовленных из образцов, взятых через каждый метр на общую глубину до 10 м, можно сделать следующие заключения (сверху вниз).

Наблюдается увеличение количества полевошпатовых вкрапленников и лучшая сохранность их кристаллографических очертаний, при полном почти отсутствии в верхних горизонтах пироксеновых кристаллов или полном их перерождении в буроватожелезистые комплексы; можно отметить появление, на глубине 6—7 м и ниже, почти нормально сформированных кристаллов пироксена лишь частично, как бы, обожженных и обладающих коричневатыми каемками. В изучавшемся разрезе наблюдается появление кристобалитовых образований на глубине 2—3 м, в то время, как верхний горизонт является бескристобалитовым; наконец, на более значительной глубине можно наблюдать появление в составе основной массы сформированных плагиоклазов микролитов. Иногда в нижних горизонтах мягкой арктической туфовой лавы замечается строение основной массы в виде агломерата мельчайших кристалликов и осколков стекла. Константы плагиоклазов некоторых районов приведены в табл. 60.

Таблица 60

	Каньон Шамиран	Адиаманское плато
$B \begin{cases} n_g \\ n_p \\ n_m \end{cases}$	62°	61°
	82°	80°
	28°	32°
Двойниковый закон	Манебахск.	⊥ (100)
Двойниковая плоскость и ось	⊥	(100)
№№ плагиоклаза	40	45
2 V	+ 88°	- 80°
Погасание ⊥ M	22°	—

Плагиоклаз может быть отнесен к андезину.

Пироксен встречается в обычных своих двух представителях: авгит с $Cn_g = 45^\circ$ и ромбический (гиперстен) пироксен с $2V = -60^\circ$.

Химический состав туфовых лав указывает на существование двух разностей, одна из которых является более основной приближающейся по магматической характеристике к кавказскому типу дацитов, имеющему значительное развитие среди лав Алагеза, другая — более кислая, которая может быть сопоставлена с щелочными дацитами.

Представителем первого типа могут считаться туфовые лавы Адиамано-Согутлинского района (№ 745).

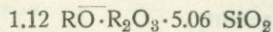
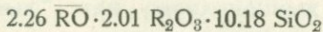
Таблица 61

	Адиаман, № 745		
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂ . . .	61.45	1.0189	69.77
TiO ₂ . . .	1.07	0.0133	0.91
Al ₂ O ₃ . . .	17.71	0.1737	11.89
Fe ₂ O ₃ . . .	4.48	0.0280	1.92
FeO	1.28	0.0178	1.22
MnO . . .	0.09	0.0012	0.08
MgO . . .	1.48	0.0386	2.65
CaO . . .	3.58	0.0638	4.37
Na ₂ O . . .	3.88	0.0625	4.28
K ₂ O . . .	4.01	0.0425	2.91
H ₂ O-110° . .	0.48	—	—
H ₂ O+110° . .	0.62	—	—
Сумма .	100.13	1.4603	100.00

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу



$$\alpha = 2.77; \beta = 41.89; \gamma = 2.38$$

$$RO : R_2O = 1.15 : 1$$

По Озанну

$$S = 70.68$$

$$A = 7.19 \quad a = 8.10$$

$$C = 4.37 \quad c = 4.92$$

$$F = 6.20 \quad f = 6.98$$

$$K = 1.36 \quad n = 5.95$$

$$s70.68 \ a8.10 \ c4.92 \ f6.98 \ n5.95$$

Более кислые щелочно-дацитовые разности характеризуют другие районы развития туфовых лав, например, Арктическое месторождение, Тальшское (каньон Шамиран) и др. Состав их иллюстрируется анализами приведенными в табл. 62.

Таблица 62

	Тальш (Шамиран), № 42			Арктический район, № 142 ¹		
	Весовые % ₀	Молеку- лярные количества	Молеку- лярные % ₀	Весовые % ₀	Молеку- лярные количества	Молеку- лярные % ₀
SiO ₂	64.00	1.0666	71.69	65.70	1.0895	73.31
TiO ₂	0.96	0.0120	0.81	0.95	0.0118	0.80
Al ₂ O ₃	16.88	0.1655	11.12	15.38	0.1505	10.13
Fe ₂ O ₃	3.49	0.0218	1.47	2.97	0.0186	1.25
FeO	0.35	0.0048	0.32	0.90	0.0125	0.84
MnO	0.07	0.0009	0.06	0.37	0.0052	0.35
MgO	1.73	0.0433	2.91	1.03	0.0255	1.72
CaO	2.86	0.0510	3.43	2.35	0.0419	2.82
BaO	—	—	—	0.09	0.0005	0.03
Na ₂ O	4.70	0.0759	5.09	5.10	0.0822	5.53
K ₂ O	4.34	0.0461	3.10	4.52	0.0479	3.22
H ₂ O _{-110°}	0.40	—	—	0.06	—	—
H ₂ O _{+110°}	0.32	—	—	0.29	—	—
Сумма	100.10	1.4879	100.00	99.71	1.4861	100.00

Аналитики

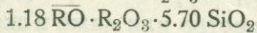
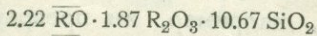
М. М. Стукалова

Н. Г. Казнакова

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

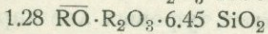
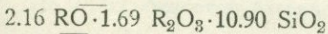
№ 42



$\alpha = 2.72; \beta = 38.28; \gamma = 2.61$

R₂O : RO = 1.22 : 1

№ 142



$\alpha = 3.01; \beta = 35.34; \gamma = 2.83$

R₂O : RO = 1.52 : 1

По Озанну

№ 42

№ 142 № 42 № 142

S = 72.50 74.11 a = 10.0 9.74

A = 8.19 8.75 c = 3.58 0.03

C = 2.93 0.03 f = 6.42 10.23

F = 5.26 8.33 n = 6.21 6.36

K = 1.20 1.22

№ 42 s72.50 a10.00 c3.58 f6.42 n6.21

№ 142 s74.11 a9.74 c0.03 f10.23 n6.36

¹ Б. В. Залеский и В. П. Петров. Арктическое месторождение туфовых лав. Труды Петрограф. инст., вып. 1.

Полосатые туфовые лавы Ампертского каньона. Резко отличаются туфовые лавы Ампертского района от аналогичных западного склона как геологическими условиями залегания, так некоторыми отличительными особенностями своей структуры и минералогического состава.

В то время как туфовые лавы таких типичных районов их распространения, как Артикский и Адиамано-Согуллинский районы, являются преимущественно, поверхностными образованиями, лишь частично перекрытыми более молодыми кислыми эффузиями (Башкегский район), туфовые лавы Ампертского каньона выходят в самом основании мощного разреза Амперта и перекрыты не только молодыми андезитобазальтами, но и всей мощной толщей южного склона массива.

Отличным является и их внешний вид и минералогический состав. Это тонко-полосатые фиолетовопепельного цвета лавы, в которых полосатость вызывается как текстурными признаками: чередованием более широких плотных фиолетоворозовых и более пористых пемзовидных сероватопепельных, так и тонко-вытянутой мелкой пористостью в пределах фиолетовых участков. Некоторую аналогию можно видеть между этими ампертскими туфовыми лавами и кипчагскими полосатыми лавами, в которых полосатость выражена менее резко и, которые являются собственно лишь переходными образованиями между туфовыми лавами и нормальными черносмоляными щелочными дацитами.

Под микроскопом пористые „пемзовидные“ участки оказываются составленными, преимущественно, из альбитовых кристаллообразований, сформировавшихся, повидимому, или в последнюю магматическую стадию, или даже в пневмогенную при участии пневмолитических процессов. Форма кристаллизации альбита — сферолитовая, причем толщина отдельных альбитовых кристаллов варьирует от тонко-игольчатого волокна до тонко-призматического кристалла. Сферолитовые образования альбита, иногда переходящие в таблитчатые участки, расположены густыми пятнами в крупно-пористой стекловатой массе. Повидимому, процесс образования альбитизированных участков отразился на метаморфизации интрателлурических вкрапленников породы; пироксены, например, им превращены в густо окрашенное в буроватооранжевые тона вещество или даже в скопления трудно различимых железистых соединений. Из новообразований альбитизированных участков можно указать на лейстовидные образования плагиоклазов и кристобалитовые образования, играющие в этих „альбитовых“ полосах незначительную роль.

Более плотные фиолетовые участки полосатых туфовых лав характеризуются, наоборот, обильным содержанием кристобалитовых выделений, которые образуют то крупно-таблитчатые кристаллы, пересекаемые грубыми трещинами спайности, то входят в виде мелко-обрывчатых и крайне неправильных выделений в основную массу, вместе с мелко-обрывчатыми

образованиями „обожженных“ пироксенов, а также склеивающим все это стекловатым веществом.

Таким образом, с точки зрения минералогического состава полосатость породы помимо структурного различия создается пространственным разграничением альбитовых и кристобалитовых образований с концентрацией первых в крупно-пористых пемзовидных участках, а вторых в преобладающих плотных полосах.

Химический состав ампертской разновидности, как показано в табл. 63, может быть отнесен к дацитовому типу с соотношением $R_2O:RO = 1.40$, близким к щелочно-дацитовой ветви алагезских дацитов.

Таблица 63

Полосатая туфовая лава, № 108			
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO ₂	65.64	1.0885	73.24
TiO ₂	0.59	0.0073	0.49
Al ₂ O ₃	17.02	0.1665	11.21
Fe ₂ O ₃	2.72	0.0170	1.14
FeO	0.37	0.0051	0.34
MnO	0.09	0.0012	0.08
MgO	1.61	0.0399	2.68
CaO	2.24	0.0399	2.68
Na ₂ O	5.35	0.0863	5.81
K ₂ O	3.26	0.0346	2.33
H ₂ O _{-110°} . . .	0.28	—	—
H ₂ O _{+110°} . . .	1.01	—	—
Сумма	100.18	1.4863	100.00

Аналитики Н. Левенфиш и К. И. Аргентов

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$2.07 \overline{RO} \cdot 1.84 R_2O_3 \cdot 10.89 SiO_2$

$1.12 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.92 SiO_2$

$\alpha = 2.87; \beta = 35.81; \gamma = 2.79$

$R_2O:RO:1.40:1$

По Озману

$S = 73.73$

$A = 8.14 \quad a = 10.53$

$C = 2.68 \quad c = 3.47$

$F = 4.63 \quad f = 6.00$

$K = 1.16 \quad n = 7.13$

$s73.73 \ a10.53 \ c3.47 \ f6.00 \ n7.13$

По магматическому типу ампертская туфовая лава обнаруживает полную аналогию с туфовыми лавами Шамиранского каньона и Арктикского района (анализы №№ 42 и 142), являясь, повидимому, частями одновременной характерной эффузии, разлившейся на громадном пространстве от Ампертского до Манташевского каньонов, т. е. в зоне Алагеза на дуге свыше 180° .

Сравнительно, близкий химический состав разновидностей туфовых лав, развитых в различных районах южного и западного склонов Алагеза, а также одинаковые геологические условия залегания соответствующих эффузий, позволяют отнести туфовые лавы указанной высотной зоны вулкана к продуктам определенной фазы вулканической деятельности, характеризовавшейся своеобразными геологическими условиями формирования лав. Возможно, что вариации в пределах дацитов и их щелочных разностей являются следствием вторичных дифференционных явлений.

Представляет интерес привести в сопоставление с химическим составом туфовых лав арктикского типа их характерную окраску, варьирующую в пределах фиолетовых и розоватосерых тонов. При значительной изменчивости в этом отношении, все же у Алагезских туфовых лав есть определенная средняя характерная окраска. Интересно сравнить в этом отношении окраску итальянских туфовых лав, преобладающую, преимущественно, вариациями в пределах серых тонов, что сделано в табл. 64.

Если связать окраску туфовых лав, преимущественно, с распределением в породе окислов железа, не учитывая влияния окислов марганца и воздействия физических факторов, сравнение армянских и итальянских лав позволяет отметить, что при одинаковом, приблизительно, общем содержании окислов железа в обоих районах, мы видим в фиолетовых лавах Алагеза преобладание окиси железа, в то время, как серые туфовые лавы Италии характеризуются значительным содержанием закисного железа, при пониженном участии в них Fe_2O_3 . Это резкое различие прослеживается довольно хорошо. В отношении содержания щелочей, можно отметить некоторое различие, обуславливаемое тем, что играющая значительную роль в составе Алагеза окись калия ($4-5\%$), достигает в лавах итальянских вулканических районов еще большего значения и доходит до $6-8\%$ (Tufo grigio—Fiano); в то же время окись натрия в последних лавах содержится несколько в меньшем количестве $2-3\%$, вместо $4-5\%$, которые характерны для лав Армении.

Для выяснения условий генезиса туфовых лав арктикского типа необходимо привести схему изменения петрографических особенностей отдельных горизонтов единого генетического целого, каковым является комплекс туфо-лавовых горизонтов, постепенно переходящих вверх в покровные

Фиолетовые и серые цвета туфовых лав

	А л а г е з				И т а л и я ¹			
	Фиоле- товый	Фиоле- товый	Фиоле- товый	Вишнево- фиолет.	Светло- серый	Серый	Серый	Темно- серый
	Адиа- ман	Шами- ран	А р т и к		Fiano	Salerno	Salerno	Vol del Irno
Fe ₂ O ₃	4.48	3.49	3.95	2.97	0.75	0.92	1.06	1.44
FeO	1.28	0.35	—	0.90	4.30	4.05	4.18	3.90
Сумма окислов железа	5.76	3.84	3.95	3.87	5.05	4.97	5.24	5.24
MnO	0.09	0.07	0.46	0.37	—	—	—	—
H ₂ O _{-110°}	0.48	0.40	0.13	0.06	—	} 0.43	2.38	—
H ₂ O _{+110°}	0.62	0.32	0.34	0.29	—			—

горизонты (кирпичнокрасная покрывка), а вниз в неизменные горизонты материнской дацитовой или щелочно-дацитовой лавы. Обобщая для наиболее характерного района — Арктического месторождения — данные его петрографического изучения, можно дать следующую схему залегания пород, считая снизу вверх от подстилающих продуктивный комплекс более ранних излияний тоже дацитовой магмы.

1) Брекчиевый горизонт, мощностью 1 м, местами значительно разрушенный с образованием вследствие выноса рыхлого материала — ряда небольших полостей и пещер.

2) Горизонт неизменной щелочно-дацитовой лавы, в среднем мощностью около 2 м, представленной то в виде типичных черных смоляных порфиров, то своеобразных полосатых лав кипчагского типа со светлыми пемзовидными полосками.

3) Выше идет переходная зона, мощностью в среднем 1—2 м, неоднородная по строению и окраске, с ясными следами преобразования под влиянием газообразных агентов, выделявшихся при извержении.

¹ L. Ricciardi, Ricerche chimiche sui depositi di tufi vulcanici nella provincia di Salerno, Atti d. Accad. Gioenia di Catania, serie II, XVI, 1882, pp. 107—114; Он же. I tufi vulcanici del Napolitano. Ibid., XVII, 1885, p. 37.

4) Технически-полезный слой туфовой лавы, в среднем 6—7 м, довольно разнообразной окраски в пределах фиолетовых, розоватофиолетовых и серых тонов, с физическими свойствами, описанными выше. Этот слой и является наиболее характерным и интересным в генетическом отношении.

5) Слой красной или кирпичнокрасной туфовой лавы со свойствами, приближающими эти покровные образования к настоящим туфам. Этот горизонт, мощностью 1—2 м, отсутствующий, повидимому, вследствие денудации на некоторых участках сплошного развития туфовых лав, является генетически связанным с нижними горизонтами.

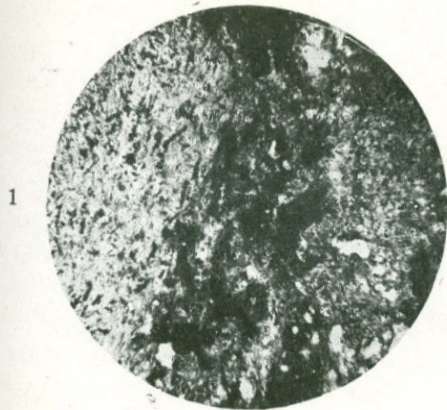
Таким образом, такой схематический разрез лавового „продуктивного комплекса“, дает среднюю мощность до 14—15 м, что является характерным и для других районов соответствующих эффузий (например, Адиамано-Согутлинский район).

При изучении указанного комплекса в различных участках туфовых полей можно отметить, что полностью этот комплекс проявляется при значительной мощности лавового слоя около 14—16 м и более. В тех участках месторождения, где лавовый покров был менее мощным, например, в районах близких к выходам дацитов и щелочных дацитов первой генерации, наблюдается отсутствие нижних горизонтов указанного продуктивного комплекса, причем последовательно выпадают нижние горизонты неизменной дацитовой лавы, переходной зоны, а иногда и часть полезного пласта фиолетовой туфовой лавы.

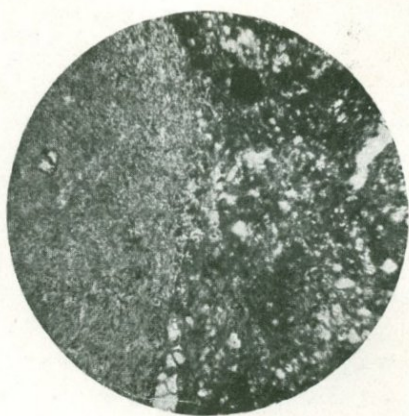
В последнем случае тонкий слой лавы представляет собою довольно твердую разновидность красной грубо-ноздреватой лавы. Это наблюдается особенно ясно в тех периферических участках отдельных языков лавовых полей, которые обтекали или напозлали на отдельные возвышенности и сопки Агрибуджакской системы, Нахачкарских сопки и т. д. Таким образом, принимая главным фактором генезиса туфовых лав арктического типа газообразную составную часть магмы в период извержения, необходимо заключить, что это преобразование и перерождение нормальной дацитовой или щелочно-дацитовой магмы в фиолетовопепельные разности туфовых лав могло происходить лишь в лавовых пластах и покровах определенной предельной мощности, содержавших достаточное, для такого преобразования, количество газовых составных частей.

Очевидно, при меньшей мощности лавового пласта физико-химическая энергия содержащихся в нем газов могла произвести работу перерождения лавы лишь в грубые и довольно твердые разности туфовых лав.

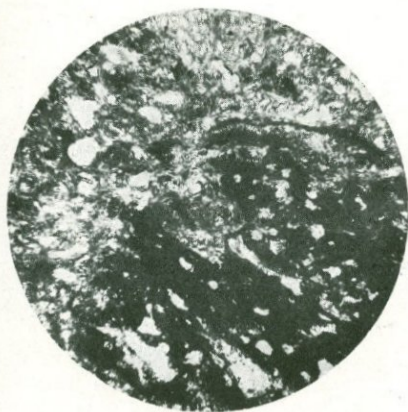
С другой стороны при мощности разлившегося пласта, превышающего некоторую предельную среднюю величину (10—12 м), генезис мягких сортов туфовой лавы не захватывал большей глубины и не увеличивалась пропорционально его мощность, и нижние горизонты лавового пласта,



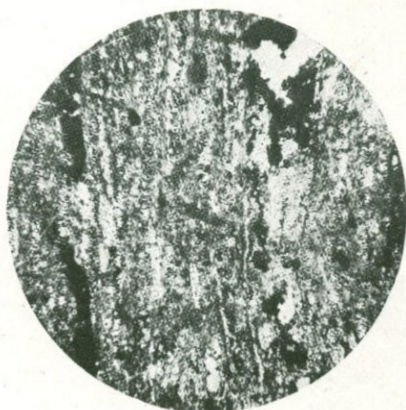
1



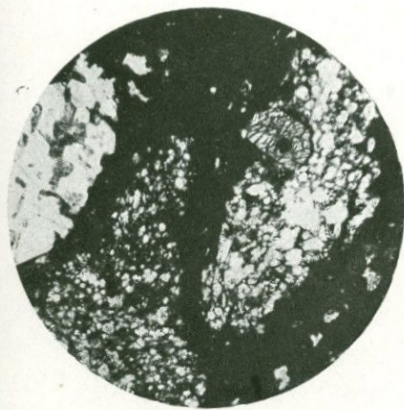
2



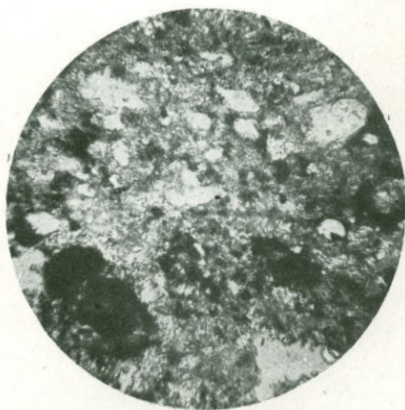
3



4



5



6

1 — Микроструктура мягких разновидностей туфовых лав арктического типа. 2 — Характер включений (слева) в арктической туфовой лаве. 3 — Флюидальное строение туфовых лав Ампертского каньона. 4 — Вкрапленники (скелетный плагиоклаз) в фиолетовых туфовых лавах. 5 — Микроструктура туфовых лав Адиаманского района.

оставшись газами не перерожденными, представляют собою „материнскую“ щелочно-дацитовую лаву, чаще всего в виде черного смоляного порфира с раковистым изломом.

В связи с тем, что глубокое перерождение нормальной кислой лавы в ее туфо-лавовую разность зависит от характера и направления воздействия магматических газов на определенные горизонты лавового потока, характер однородности этих петрографических новообразований отражает на себе все последствия капризного продвижения газовых струй, с одной стороны, и местного выделения, возможно, в виде мельчайших взрывов, газообразных составных частей, с другой. Уже сама текстура нижних горизонтов неизменной лавы, например, характерных щелочно-дацитовых полосатых лав кипчагского типа с ее пемзовидными полосками говорит за необходимость учета направления продвигавшихся газовых струй. О том, что газы и пары воды, преобразовавшие нормальные лавы, имели не сплошное воздействие на определенные горизонты лав, а подчинялись каким-то более сложным и не изученным ближе явлениям физико-химического порядка, говорит детальное изучение физических и механических свойств туфовых лав, производившееся с точки зрения изучения их, как строительных материалов.

5. ВЫВОДЫ

Существенным с точки зрения генезиса туфовых лав является выяснение условий залегания соответствующих лавовых пластов в массиве Алагеза. Отдельные площади этих пород, составляющие, обычно, платообразные значительные участки южного и западного, а также северо-западного склонов, могут рассматриваться, как части определенной высотной зоны сплошного распространения туфовых лав указанного типа. Самый характер растекания соответствующей эффузии, давшей несмотря на кислый характер магмы, крайне подвижную лаву, указывает на какие-то особые условия формирования туфовых лав, отличавшиеся от тех геологических условий, при которых происходило застывание других извержений той же дацитовой или щелочно-дацитовой лав.

Отдельные туфо-лавовые поля могут быть сгруппированы в следующие крупные районы: Артико-Армутлинский, Адиамано-Мастаринский, Талынский, Яшиле-Талышский и Пираганский.

Сопоставление этих районов наглядно говорит за то, что эти разрозненные в настоящий геологический момент, отдельные участки развития на Алагезе фиолетово-пепельных туфовых лав являются лишь частями сплошного туфо-лавового потока, составляющего в период своего формирования сплошную высотную зону. Верхняя граница этой зоны проходит на высоте 2200 м, нижняя 1200 м, ширина зоны 12—14 км. Современное расчленение туфо-лавовой зоны на отдельные месторождения туфовых лав

может быть объяснено или тем, что в некоторых районах разделяющие их более орографически высокие пространства остались незалитыми подвижной продуктивной эффузией (например, Артико-Армутлинский район) или тем, что в других местах поверх туфовой лавы были извергнуты новые порции более молодого лавового материала, расположившиеся радиально по отношению к Алагезу и расчленившие таким образом зону сплошного развития туфовых лав (например, район Мастары — Талына и Большого Богутлу).

Интересно отметить, что все перечисленные платообразные участки развития туфовых лав сосредоточены в зоне, занимающей северозападный, западный и южный склоны вулканов, то есть в дуге на 180° всего массива; в то же время северный и восточный склоны вулкана, по крайней мере, в поверхностных своих выходах лишены этих характерных образований. Оставляя до более полного изучения всего геологического и петрографического материала, касающегося этих склонов, окончательный ответ, можно в настоящий момент высказать лишь два возможных предположения, по которым или соответствующие эффузии, создавшие фиолетовые туфо-лавовые разности растекались лишь на западном и южном склонах вулкана или, не будучи развитыми, и на остальных склонах они, вследствие последующей вулканической деятельности Алагеза, были перекрыты более молодыми лавовыми и рыхлыми его образованиями.

Наблюдения относительно стратиграфических особенностей залегания пластов туфовой лавы, а также относительно характера зонального развития их в пределах массива, указывают на какие то особые геологические условия застывания и сложного формирования этой зоны, находящейся в настоящее время на высоте около 2000 м. Для некоторого уточнения вопроса о генезисе туфовых лав арктического типа необходимо кратко осветить, с одной стороны, имеющиеся уже данные о характере генезиса аналогичных петрографических образований в других вулканических районах (риверно в Италии), с другой, сопоставить геологические условия Алагеза в определенные фазы его деятельности с условиями других районов Армянского нагорья.

Прежде чем выяснять аналогию в генезисе туфовых и туфо-лавовых образований Алагеза с соответствующими породами других районов, необходимо отметить соотношение между различными генетическими образованиями самого Алагеза, в частности между периферическими туфами ленинканского типа и туфовыми лавами арктического типа. Некоторые районы, где в непосредственной близости могут быть наблюдаемы образования обоих типов, дают возможность заключить вероятность одновременного формирования комплекса чернокрасных туфов, являющихся продуктами цементации рыхлого материала, выброшенного главным кратером Алагеза, а возможно и одновременно действовавшими другими

аппаратами Армянского нагорья (например, Аладжа на западном склоне), с одной стороны, и крайне подвижной эффузии той же кислой магмы, богатой пневматическими составными частями и давшей своеобразные туфовые лавы, с другой. Таким районом на периферии Алагеза является, например, район с. Беканд (Парни), где черный туф с поверхностными горизонтами красного, повидимому, постепенно замещает конечные части потока арктической туфовой лавы.

Сходным представляется взаимоотношение между соответствующими образованиями Флегрейских полей, где серый туф (пиперно туф) является, по мнению de Lorenzo,¹ замещающим образованием настоящих пиперно, лавовой породы. В других случаях, окрестности Махмуджукского месторождения арктической лавы, видимо, перекрывают туфовые образования, что может быть и при одновременности их формирования, т. е. при принадлежности обоих этих разнородных образований к одной и той же вулканической фазе Алагеза.

Относительно последовательности вулканических образований Нижней Италии, протекавших в период времени с конца плиоцена, захватывая плейстоценовую эпоху, de Lorenzo дает схему, приведенную в табл. 65, распределяя многообразные проявления этого вулканического района, в следующие три фазы.

Таблица 65

Фазы	Характер эруптивной деятельности	Эффузии лав и выбросы шлаков	Извержения пепла, ляпили, пемзы и др. рыхлых материалов
I	Подводные извержения	Пиперно. Трахиты Cuma Шлаковые лавы и шлаки. Monte di Procida, di Cuma	Серые туфы Кампаньи и Флегрейских полей Брекчия и конгломераты Cuma, Camaldoli и др.
II	Подводные извержения	Трахитовые излияния Vomero	Желтые туфы Nisida, Pisilippo, Vomero и др.
III	Наземные извержения	Выбросы шлакового материала: лейкотефриты Aver-nus, фонолитовые шлаки Monte Nuovo	Эксплозионная деятельность ряда центров: Agnano, Astroni, Solfatara, Monte Nuovo и др.

Оставляя составление полной схемы отдельных фаз вулканической деятельности Алагеза до детального изучения продуктов эксплозионной

¹ De Lorenzo. Ibid., p. 313.

деятельности паразитных аппаратов его массива, каковыми являются Кизылы, Малый Богутлу, Берглю, Кизыл-лягам и другие, и деятельность которых относится к наиболее поздним проявлениям вулканической деятельности района, все же и теперь можно расчленить все многообразие эруптивной работы вулкана на ряд стадий, между которыми можно распределить во времени наиболее характерные образования туфов и туфовых лав. К наиболее ранним проявлениям эффузивной деятельности (I период) нужно отнести фазу формирования туфовых лав арктического типа и одновременного образования на широкой равнине, примыкающей к периферии вулкана, черных и красных туфов ленинканского типа.

Отделенный периодом извержения андезито-базальтовой магмы, давшей мощный каньон Ампертского ущелья в его нижней части, находится II период формирования туфовых лав „пламенного типа“, покрывших значительные участки южного склона (район Кош — Аван, Пираган — Инакю и др.). Это можно отнести ко II периоду.

Наконец, вновь после довольно сложных излиятий лав различной кислотности, мы видим усиление эксплозионной деятельности вулкана, сопровождающейся образованием самостоятельных паразитных вулканов, в расположении которых наблюдается определенная закономерность. К этому периоду (III) можно отнести образование месторождений пемзы и вулканических песков конусов Берглю, Малого Богутлу, Кизыл-лягам и другие. Таким образом, если говорить только о последовательности наиболее интенсивных проявлений эксплозионной деятельности Алагеза, не относя их к определенным его вулканическим циклам (см. стр. 352), то можно установить приведенные в табл. 66 фазы, сопровождавшиеся образованием туфов, туфовых лав, пемзы и других вулканических рыхлых продуктов.

Таблица 66

Периоды	Эффузивная деятельность	Рыхлые продукты эксплозионной деятельности
I	Туфовые лавы арктического типа	Туфы черные и чернокрасные ленинканского типа
II	Чернокрасные туфовые лавы „пламенного типа“ (Flammen-Laven)	Желтые туфы и переходные разности
III	Излияния дацитовой лавы	Пемзы, вулканические пески и пр.

Вопрос о тех фазах в общей цепи вулканических проявлений вулканов, которые дают аналогичные рассмотренным своеобразные петрогра-

фические разности, стоит в связи с выяснением причин, по которым эти фазы являются особенно богатыми газовыми составными частями и по которым они сменяются впоследствии более спокойными фазами с нормальным излиянием лавового материала.

Различные возможные объяснения даются Н. Johnston-Lavis'ом¹ и Р. Niggli.² Первый дает примерную схему последовательности фаз, характеризующих стадию параксизма, следующую за длительным периодом спокойствия.

1) Очень легкие пемзообразные разности лав, часто включающих вкрапленники. Значительное количество пор и полостей, отвечающих значительному количеству содержащихся газов.

2) Плотные лавы с гораздо меньшим количеством пор, отвечающим пониженному содержанию газов. Микролитовые кристаллообразования.

3) Кристаллизованные вулканические пеплы и другие рыхлые образования, сопровождаемые часто изменением нормальных лав.

Johnston-Lavis эти пароксизмы связывает с повышением давления вследствие обогащения поднимающейся магмой легколетучими составными частями и увеличение содержания которых происходит путем ассимиляции боковых пород. Оспаривая это предположение, Niggli ставит характер интенсивности отдельных вулканических фаз, сопровождающихся образованием взрывных продуктов в связи с дистилляционными процессами, обусловленными начавшейся в магме кристаллизацией.

Какие бы факторы физико-химического порядка не лежали в основе рассматриваемых явлений, остается твердо установленным по отношению к Алагезу положением, что определенные фазы его вулканической деятельности были обогащены газообразными составными частями, с одной стороны, и отличались энергией взрывных явлений, с другой, объясняя присутствие в массиве значительного количества как разностей туфов, так и петрографических образований, представляющих собою несвязанные рыхлые продукты (пемзы, вулканические пески и пр.). Оба эти фактора не вполне могут объяснить генетические особенности туфовых лав Алагеза, в особенности разностей арктического типа. Несомненно, что здесь, кроме энергии физических процессов, а также относительного содержания легкоподвижных компонентов, должны быть приняты во внимания геологические условия, отвечавшие определенной вулканической фазе. Имея в виду, что соответственные образования других районов могут быть сопоставлены с подводными условиями эффузии, необходимо и по отношению к Алагезу выяснить условия, по которым

¹ Н. Johnston-Lavis. Geol. Mag., (5) VI, 1909.

² Р. Niggli. Über magmatische Destillations-Vorgänge. Zeitschr. für Vulkanol., V, H. 2, 1919, S. 81—83.

представлялось бы возможным зону развития туфовых лав, окаймляющую массив дугой, превышающей 180° и, находящуюся в настоящее время на высотах в пределах 1200—2200 м, считать за зону образовавшуюся в подводных условиях. Последние позволили бы усилить интенсивность переорождения материнской лавы в туфо-лавовую разность путем усиления физического воздействия насильственно задерживаемых в магме газов и паров воды. Согласно этой точке зрения генезис туфовых лав арктического типа, аналогичных пиперно являлся бы функцией не только особой фазы, обогащенной летучими компонентами, но и подводных условий формирования этого крайне подвижного излияния. Для принятия последнего, т. е. подводного извержения, нужно иметь в виду следующие факты.

Отдельные районы туфовых лав, при значительном иногда различии проявляющемся, например в различном составе перекрывающих туфовые плато последующих эффузий, составляют одну генетическую зону Алагеза, развитую на западном и южном его склонах. Верхней границей этой зоны является высота 2200 м, нижней 1200 м, таким образом при ширине 12—14 км зона туфовых лав имеет протяжение вокруг массива свыше 180° , длиной до 70 км, занимая значительную часть северозападного склона и почти весь западный и южный его склоны.

При зональном залегании туфовых лав, представляет интерес выяснение состава зон как внутренней, т. е. обращенной к кратеру, так и внешней обращенной к периферии, прилегающих к туфовой зоне.

Внешней зоной является, упоминавшаяся выше периферическая зона черных туфов, являющихся, повидимому, рыхлыми эксплозионными эквивалентами эффузивной зоны туфовых лав. Что касается внутренней выше расположенной зоны, то на основании ряда разрезов даваемых радиальными каньонами Алагеза, можно видеть прекращение выходов туфовых лав на указанной высоте (около 2200—2250 м) и переход их, иногда постепенный, в нормальные дацитовые и щелочно-дацитовые лавы. Таким образом, зона туфовых лав, опоясывающая на значительном протяжении древний вулкан отвечает каким то определенным по однообразию геологическим условиям.

Определенные соотношения с осадочными образованиями мы имеем на западном склоне, где туфы Ленинанканского плато залегают на породах, содержащих *Dreissensia polymorpha*, кроме того в районе сс. Суванверды — Товшан-кишлаг комплекс лавовых излияний Алагеза залегают также на известняках.

С. С. Кузнецов¹ отмечает, что осадочные образования Армянского нагорья, отвечающие арало-каспийским осадкам, а также отложениям

¹ С. С. Кузнецов, О некоторых геоморфологических чертах побережий озера Севан. Известия Академии Наук СССР за 1929 г.

бакинского, апшеронского и акчагыльского ярусов, лежат на высоте 1065, 1490 и 1980 м, тогда, как близкие к ним по возрасту отложения на Каспийском побережье находятся на высотах 200 и выше метров и указывает, что идея об изостатических поднятиях Армянского нагорья совпадает с ранее высказанным в этом же направлении мнением В. В. Богачева.¹

Явления изостатического поднятия в послетретичное время охватывали, повидимому неравномерно, другие близкие по составу участки Армянского нагорья. Так по С. С. Кузнецову „геоморфологические и тектонические особенности участков севанских побережий приводят к согласным выводам о следах былой пенеппенизации ныне поднятой страны. Имеется еще один факт, который может быть объяснен явлением поднятия. Это — найденная М. П. Казаковым и Б. М. Куплетским на западном побережье оз. Севан в районе с. Кишлаг недалеко от г. Ново-Баязет под андезитобазальтовыми лавами в илесто-пепловых слоях обильная фауна дрейссенсий.

Предварительное определение показывает среди них присутствие, повидимому, *Dreissensia polymorpha* Pall. Необходимо указать, что дрейссенсии находятся во многих местах Армении (бассейн р. Арпа-чай, район Ленинакана, долина Аракса у Харосана, Чобан-кепри)“.

„Осадки могли отложиться в некоем достаточно обширном водоеме, уровень которого был близок к нормальному морскому уровню. Тектонические движения высоко подняли этот водоем, разбили его на части и коренным образом изменили прежний физико-географический и биологический облик.“ Все приведенные данные, полученные в результате работ Закавказской экспедиции в бассейне оз. Севан, будучи сопоставлены с зональным залеганием туфовых лав на Алагезе в определенных высотных пределах, а также с результатами исследования его западного склона, позволяют, как одно из весьма вероятных предположений для объяснения генетических особенностей туфовых лав арктического типа, предложить гипотезу о подводных условиях извержения части дацитовых и щелочно-дацитовых потоков, обогащенных кроме того вследствие физико-химических процессов дестилляции, легкоподвижными летучими компонентами. Та зона этих потоков, которая была подвергнута действию слоя воды определенной мощности, оказалась перерожденной и превращенной в своеобразные легкие разности фиолетовых и пепельносерых туфовых лав. Вышележащая зона тех же потоков, формировавшаяся в геологических, а следовательно и термодинамических условиях, близких к наземным, дала нормальные кислые лавы, а также переходные к ним образования. Периферическая же зона, расположенная ниже полей разлития туфовых лав,

¹ Ф. Освальд. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Примечания к переводу В. В. Богачева. Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. общ., XXXIX.

была покрыта пепельными мощными наслоениями, заполнившими впадины рельефа, нивелировавшими их и после цементированья, превращенными в широко развитые черные, серые и чернокрасные туфы ленинаканского и карабурунского типов.

VIII. ПЕМЗЫ

Исследование разнообразных пемз, встречающихся в различных месторождениях Алагеза, позволяет выяснить физико-химические условия, характеризовавшие эксплозионные фазы деятельности вулкана и его паразитных вулканических аппаратов.

Однако, для достижения означенной задачи, химико-петрографическое исследование разновидностей пемзы не должно быть оторвано от химико-минералогического изучения других петрографических образований, являющихся продуктами тех стадий вулканической деятельности, в которых значительную роль играли магматические газы, в том числе особенно пары воды. К таким образованиям необходимо отнести, с одной стороны, пехштейновые лавы, туфовые лавы и их туфы, а с другой, также вулканические пеплы, пески, ляпилли и вулканические газы. Несомненно, что все эти, порой разнообразные по своим физическим свойствам, вулканические продукты отражают или отдельные моменты в эксплозионной деятельности или отвечают разнообразию внешних условий, влияющих на процессы застывания вулканической лавы как в кратере, так и в период эффузии. В этом отношении отдельные месторождения массива Алагез представляют большой интерес по тем разнообразным генетическим взаимоотношениям, в которых в них находятся, с одной стороны, разности пемзы, с другой, туфовые или пехштейновые лавы, а также рыхлые продукты.

Описание физико-химических свойств алагезских пемз рациональнее сопоставить в следующем порядке.

1. ПЕМЗЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАКИЯ

Пемза этого месторождения, расположенного в нижней зоне (около 1000 м) массива на юговосточном его склоне, залегает под туфо-лавовым горизонтом красной туфовой лавы, верхняя часть которого представляет разновидность легкой желтой туфовой лавы.

При разности в физических свойствах этих трех различных вулканических продуктов микроскопическое изучение их, а также сравнение химического состава позволяет установить следующий ряд.

Краснорозовая туфовая лава → желтая туфовая лава → пемза или желтый туф. Под микроскопом краснорозовая туфовая лава характеризуется интерсертальной основной массой, при которой большое количество

призматических кристаллов погружено в темное красноватобурое стекло, лишенное пенисто-волокнистого строения.

Желтая туфовая лава представляет однородное светложелтое стекло в форме ветвистых, пенисто-волокнистых образований; местами наблюдается скопление более яркоокрашенных краснобурых участков стекла, обладающих, очевидно, большим содержанием окислов железа. Некоторые лейсты плагиоклазов обтекаются этой пенистой массой желтого стекла. Пемза этого месторождения, как бы, в отношении микроструктуры является дальнейшим изменением быстро застывающего вязкого вещества кислой магмы под влиянием выделяющихся газов. Если в легкой желтой туфовой лаве вытянутые — эллипсоидальные или круглые поры разделяли лишь пенистую массу стекла, то в пемзе при качественной аналогии получается обратное соотношение и в некоторых участках ветвистые или сложно построенные „волокна“ стекла занимают меньший объем по сравнению с порами. Строение пемзового стекла является однородным для данной разновидности пемзы и для данного куска, независимо от положения разреза, т. е. и в центральной и в периферических участках данного пемзового куска. Последнее указывает, что быстрое застывание, охватившее всю массу силикатного раствора, предшествовало процессу раздробления, в результате которого явился эксплозионный акт — выбрасывания отдельных кусков пемзы.

Характер пористости¹ пемзовых образований Такийского месторождения и стоящее в связи с этим взаимоотношение между объемным (кажущимся) весом и удельным весом (D) не является одинаковым для разностей одного и того же месторождения, представляясь более высоким по сравнению с пористостью пемз месторождений высокой зоны Алагеза (месторождений Берглинского, Махмуджукского и других), как показывает табл. 67.

Таблица 67

Характер пемзы	Вес сухого образца Wt в г	Объем образца V в куб. см	Удельный вес D	Объемный вес d	Кoeffициент водопоглощения	% полной пористости
Белая пемза . .	9.72	20	1.684	0.486	146.37	71.14
„ „ . .	2.49	12	0.538	0.208	295.87	61.41

¹ В. А. Зильберминц и В. Н. Крестовников. К вопросу о методике определения пористости горных пород. Труды Гос. Научн. иссл. нефт. инст., вып. 2, 1928.

Микроскопически пемза Такийского месторождения дает куски равномерной величины; средний размер 3.5×2.5 см, углы и ребра отдельных кусков представляются несколько окатанными, но в то же время можно подметить сохранившиеся плоскости первоначального распадаения быстро затвердевшей массы, что стоит в согласии с наблюдениями микроструктуры пемзы. Сама пемза этого месторождения является белой, чистой, давая часто шелковистые разности.

Химический состав генетически связанных в Такийском месторождении туфовых лав, с одной стороны, и пемзы, с другой, представлен в табл. 68, причем в качестве нормальной исходной лавы, подвергшейся в различной степени перерождению, приведена средняя щелочно-дацитовая лава Алагеза.

Таблица 68

	Средний щелочной дацит	Красная туфовая лава	Желтая туфовая лава	Пемза	Молекулярные количества
	В е с о в ы е %				
SiO ₂	66.42	65.02	65.12	64.61	1.0714
TiO ₂	0.88	0.61	0.73	0.65	0.0081
Al ₂ O ₃	15.29	15.03	15.33	15.31	0.1498
Fe ₂ O ₃	2.08	3.19	2.41	2.12	0.0134
FeO	2.02	0.35	0.43	1.33	0.0184
MnO	0.07	0.11	0.06	0.07	0.0009
MgO	0.90	0.97	1.50	0.79	0.0196
CaO	2.20	1.66	1.79	1.53	0.0273
Na ₂ O	4.86	4.63	4.52	3.99	0.0643
K ₂ O	4.75	4.36	3.65	3.48	0.0369
H ₂ O ^{-110°}	0.23	0.50	1.79	0.92	—
H ₂ O ^{+110°}	0.20	3.43	2.51	4.83	—
Сумма	100.00	99.86	99.84	99.63	1.4101
Общее содержание H ₂ O	0.43	3.93	4.30	5.75	—
Сумма R ₂ O	9.61	8.99	8.17	7.47	—
Сумма окислов Fe	4.10	3.54	2.84	3.45	—

Аналитик М. М. Стукалова

Магматические формулы и коэффициенты пемзы

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$1.67 \overline{RO} \cdot 1.63 R_2O_3 \cdot 10.71 SiO_2$$

$$1.02 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.57 SiO_2$$

$$\alpha = 3.27; \beta = 30.74; \gamma = 3.25$$

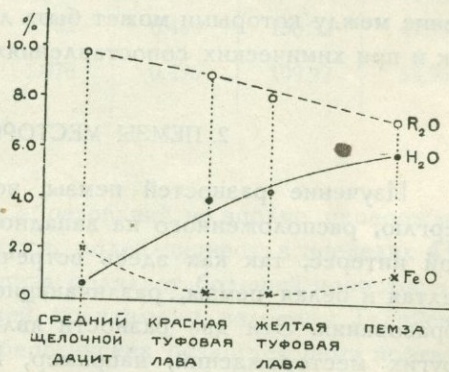
$$R_2O:RO = 1.53:1$$

Данные химического состава разностей туфовых лав и пемзы сопоставлены на диаграмме (фиг. 41), причем по оси абсцисс отложены на разных расстояниях: щелочной дацит, красная и желтая туфовые лавы и пемза. Расстояние между красной и желтой туфовыми лавами уменьшено вдвое ввиду большей их генетической близости друг к другу, чем к крайним по диаграмме разностям.

Приведенная диаграмма оттеняет интересные соотношения химического характера, имеющие значение при выяснении как генезиса пемзы, так и особенности своеобразных туфовых лав Алагеза.

При несомненной близости магматической характеристики всех этих различных петрографических образований, а также в отношении содержания SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и CaO , можно отметить те изменения, повидимому, закономерного характера, которые происходят с щелочами и, в особенности, с водой.

При перерождении щелочных дацитов в туфовые лавы и далее в пемзовое вещество происходит значительное увеличение содержания H_2O с 0.43% почти до 6%, причем большее относительное увеличение наблюдается по отношению к H_2O , удаляемой при более высоких температурах. Одновременно происходит уменьшение общего содержания щелочей, причем можно отметить почти одинаковое падение содержания как Na_2O , так и K_2O . Наблюдается некоторое уменьшение содержания CaO при переходе от нормальных лав к туфовым лавам (на 0.5%); при дальнейшем же изменении последних в пемзу содержание окиси кальция почти не изменяется, так же, как и содержание глинозема. Эти сопоставления являются показательными поскольку данные характеризуют не средние величины, а касаются конкретных образований, составляющих



Фиг. 41. Химические изменения при пемзообразовании (месторождение Такия).

вулканологический комплекс одного и того же месторождения. Эти же данные указывают на генетические особенности образования туфовых лав, которые по сравнению с пемзами являются продуктами недошедших до конца процессов перерождения материнской лавы под влиянием выделения магматических газов. По отношению же к Такийскому месторождению можно отметить, что в различные фазы формирования этого района мы имели получение продуктов перерождения нормальной щелочно-дацитовой магмы в обратном, так сказать, порядке, так как образование пемзового месторождения относится к ранней более интенсивной, по эксплозионному проявлению, фазе вулканической деятельности, а последующее излияние и образование туфовых лав происходило при других внешних условиях, но очевидно, главные агенты химического изменения и физического перерождения лав — магматические газы, производя с различной интенсивностью описанные изменения, создают все же продукты, генетическое взаимоотношение между которыми может быть легко подмечено как микроскопически, так и при химических сопоставлениях.

2. ПЕМЗЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРГЛЮ

Изучение разностей пемзы, встречаемых в месторождении конуса Берглю, расположенного на западном склоне массива представляет большой интерес, так как здесь встречаются две главные разновидности — желтая и белая пемзы, различающиеся по генетическим условиям своего образования. Эти две разности являются характерными и для некоторых других месторождений, например, Махмуджукского и в месторождении Берглю являются продуктами двух эксплозионных фаз паразитного конуса, которые разделены, как указывалось выше, периодом излияния кислой магмы.

К первой фазе относится образование пемзоносного слоя, содержащего мелкую белую пемзу, ко второй фазе относится образование *in situ* коренной желтой пемзы, тесно генетически связанной с извержением черной обсидиано-пехштейновой дацитовой лавы.

Желтая пемза встречается, преимущественно, в виде небольших остроугольных кусков с резко выраженными ребрами и плоскостями; средний размер можно принять $3.0 \times 2.0 - 2.5$ см. Но кроме этих размеров желтая пемза образует и более крупные куски, доходящие до 30 см, с образованием переходных стадий к нормальной пехштейновой породе. Белая пемза образует кусочки двух преобладающих размеров, хотя имеются и переходные размеры. Большею частью образования белой пемзы округлены и несколько вытянуты. Преобладающая длина крупных кусочков 2.0 см, при ширине 1.0—1.2 см. Мелкие пористые образования берглинской пемзы имеют размеры 7×2.3 мм.

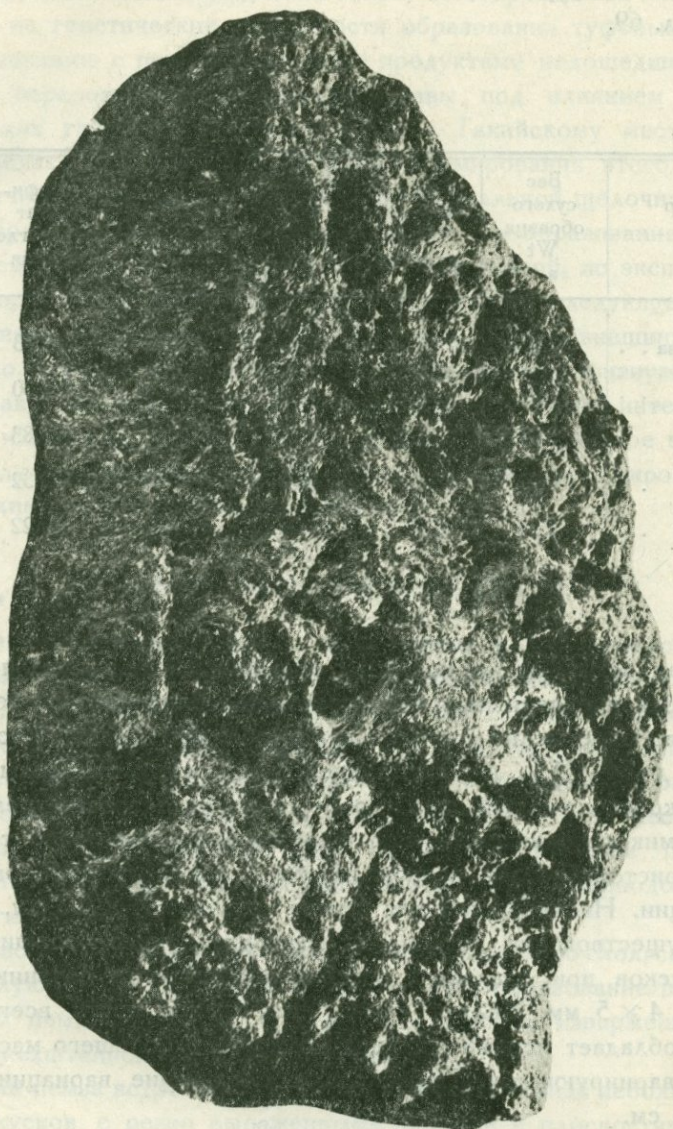
Данные по изучению физических свойств разновидностей пемзы, даны в табл. 69.

Таблица 69

Характер пемзы	Вес сухого образца Wt в г	Объем образца V в куб. см	Удельный вес D	Объемный вес d	Коэффициент водопоглощения	% полной пористости
Желтая пемза . .	17.07	56.5	0.881	0.612	49.93	30.56
” ” . .	17.07	37.0	0.814	0.461	92.30	43.46
” ” . .	27.87	67.0	0.748	0.416	106.83	44.44
” ” . .	5.50	15.0	0.702	0.466	130.32	47.79
Белая пемза . .	2.84	5.75	1.073	0.496	109.22	53.96

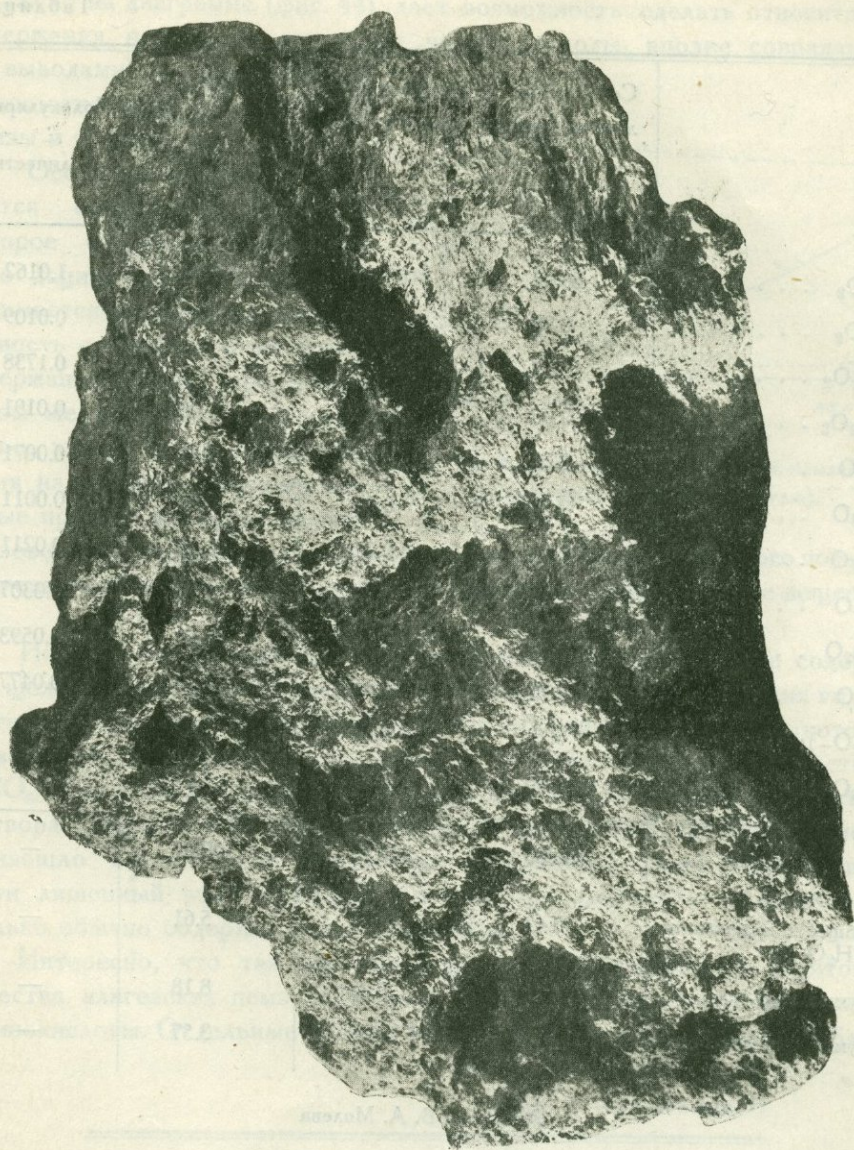
Желтая пемза, за исключением образований не вполне перерожденных, дает близкие величины пористости, колеблющиеся в пределах 43—48%; белая более мелко-пористая пемза обладает большей пористостью, достигающей до 54—55%, недостигающей, по видимому, величины Такийской пемзы. Микроскопический характер берглинских разновидностей пемз подтверждается и микроскопическими наблюдениями, причем более тонко выраженная пористость белой разновидности характеризуется порами различной градации. Наименьшие поры имеют сечение 0.4×0.3 мм, в то время, как при существовании переходных разновидностей, поры больших размеров тех же кусков при овальном, несколько вытянутом сечении обладают размерами 4×5 мм. Желтая пемза, являющаяся почти всегда крупнопористой, обладает порами совершенно другого большего масштаба, значительно варьирующими. Преобладают следующие вариации: 4×5 мм и 2.5×1.5 см.

Упомянутые, в описательной части, переходные разновидности к пехштейновой дацитовой лаве под микроскопом подтверждают постепенный характер перехода пехштейновых разновидностей в пемзовое вещество. Сохранившиеся в переходных зонах остатки неперерожденного пехштейна обладают флюидальностью, обнаруживающейся в обволакивании участков коричневатого плотного стеклянного базиса желтоватыми флюидальными потоками; следующей стадией являются те участки переходных зон, в которых наблюдается разделение флюидально выраженных потоков на



Фиг. 42. Желтая пемза месторождения Берглю.

отдельные струи; дальнейшим же видоизменением, ведущим уже непосредственно к процессу пемзообразования, является расширение продольных пор между отдельными струями флюидальных потоков, что создает уже характерную микроструктуру пемзы. Согласование с данными полевого



Фиг. 43. Пемза конуса Агджакала.

и микроскопического изучения соотношения между пехштейновой лавой и желтой пемзой получается при сопоставлении химических анализов обоих петрографических образований единого лавового комплекса. В качестве нормальной лавы взят средний щелочной дацит Алагеза.

Таблица 70

	Средний щелочной дацит	Пехштейновая лава, № 1178	Желтая пемза, № 1183	Молекулярные количества
	В е с о в ы е %			
SiO ₂	66.42	63.89	61.28	1.0162
TiO ₂	0.88	0.72	0.88	0.0109
Al ₂ O ₂	15.29	10.38	17.77	0.1738
Fe ₂ O ₃	2.08	9.27	3.06	0.0191
FeO	2.02	1.16	0.51	0.0071
MnO	0.07	0.07	0.08	0.0011
MgO	0.90	0.77	0.85	0.0211
CaO	2.20	2.88	1.72	0.0307
Na ₂ O	4.86	5.22	3.68	0.0593
K ₂ O	4.75	4.16	4.50	0.0477
H ₂ O _{-110°}	0.23	0.20	1.04	—
H ₃ O _{+110°}	0.20	1.32	4.57	—
Сумма	100.00	100.12	100.07	—
Общее содержание H ₂ O	0.43	1.52	5.61	—
Сумма R ₂ O	9.61	9.38	8.18	—
Сумма окислов Fe	4.10	10.43	3.57	—

Аналитик В. А. Молева

Магматические формулы и коэффициенты пемзы

$$1.68 \overline{RO} \cdot 1.93 R_2O_3 \cdot 10.16 SiO_2$$

$$0.87 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.26 SiO_2$$

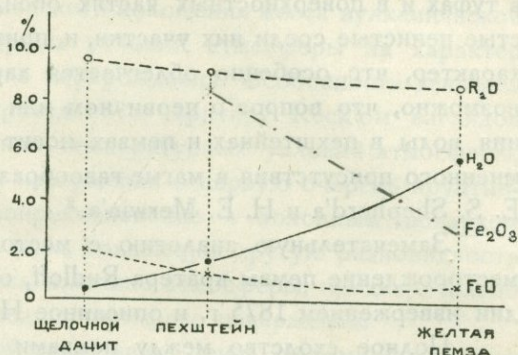
$$\alpha = 2.72; \beta = 35.55; \gamma = 2.80$$

$$R_2O : RO = 1.76 : 1$$

Сравнение химического состава пемзы Берглю с соответствующей ей пехштейновой лавой, приведенное в табл. 70, будучи графически

отражено на диаграмме (фиг. 44), дает возможность сделать относительно содержания некоторых составных частей выводы, вполне совпадающие с выводами о генетическом взаимоотношении такой пемзы и туфовых лав.

Особенно характерным является содержание щелочей, которое от среднего щелочного дацита также постепенно понижается через пехштейновую разность к пемзе, в то же время содержание воды возрастает в том же направлении. Несомненно, что те процессы воздействия на материнскую лаву, которые привели к формированию пемзового вещества, являлись изменениями не только физического порядка, но ввели также и химические изменения в первоначальное лавовое вещество.



Фиг. 44. Химические изменения при пемзообразовании (месторождение Берглю).

Интересным экспериментом, подтверждающим уменьшение содержания щелочей при воздействии на кислое природное стекло горячих водных растворов, являются опыты Lemberg'a над обсидианом с Арарата, который подвергался в течение четырех месяцев воздействию при 100° раствора K₂CO₃ (последовало уменьшение содержания Na₂O), а также воздействию раствора хлористого натрия (уменьшение содержания K₂O). Одновременно произошло значительное увеличение содержания воды, превратившее почти лишенный воды обсидиан в вещество, содержащее воды столько, сколько обычно содержат различные пемзы.

Интересно, что так же, как в случае образования из дацитового вещества алагезских пемз произошло довольно значительное уменьшение кремнекислоты. Отдельные данные эксперимента Lemberg'a даны в табл. 71.

Таблица 71

	Обсидиан Арарата	Воздействие раствора K ₂ CO ₃	Воздействие раствора NaCl
SiO ₂	73.79	67.49	67.50
Na ₂ O	4.67	2.57	—
K ₂ O	3.84	—	2.84
H ₂ O	0.37	6.18	7.39

Вопрос о генезисе воды в пемзах затрагивается О. Stutzer'ом,¹ который указывает, что пемзы находятся иногда в качестве ляпили в туфах и в поверхностных частях обсидиановых потоков, образуя пористые пенные среди них участки, и, признает за водой в пемзах вторичный характер, что особенно облегчается характерной ее структурой. Весьма возможно, что вопрос о первичном или вторичном характере происхождения воды в пемзах носит условный характер, ввиду несомненного присутствия в магме газообразной воды согласно исследованиям Е. S. Shepherd'a и Н. Е. Merwin'a.²

Замечательную аналогию с месторождением Берглю обнаруживает месторождение пемзы кратера Rudloff, образованное в центральной Исландии извержением 1875 г. и описанное Н. Reck'ом.³

Полное сходство между пемзами Алагеза и Исландии проявляется как в условиях их залегания, так и в физических свойствах, и, очевидно, условиях генезиса. Извержение пемзового материала кратера Rudloff точно так же распадается на две разделенные во времени фазы эксплозионной деятельности, причем результатом первой стадии является залегающая нижним слоем более мелкая пемза, продуктом второй стадии явилась более крупная желтая пемза, резко отличающаяся от первой и своей структурой.

Изучая микроструктуру белой тонко-пористой пемзы Н. Reck приходит к выводу, что структура пемзовых образований является одинаковой как для центральных участков отдельных кусков, так и поверхностных; таким образом, обнаруживается полная независимость структуры пемзовых образований от поверхности, что отличает их от другого типа эксплозионных образований — вулканических бомб и что доказывает, что встречаемая в пемзовых кусках структура старше, чем сами куски. Пемза, как-будто, представляет „окаменелые явления потоков магмы в момент эксплозионного акта“. Охлаждение, очевидно, происходит так быстро, что в момент выброса имеется уже затвердевшая аморфная флюидальная масса.

Более крупно-пористую структуру желтой пемзы Исландии Reck объясняет не большим богатством заключавшихся в этой порции магмы газов, а тем что эти более поздние выбросы пемзового материала происходили из более глубоких частей кратера, характеризовавшихся более высоким давлением и более высокой температурой.

¹ О. Stutzer. Pechsteine von Meissen. II Teil. Die Beziehungen zwischen Obsidian und Pechstein. Monatsber. der deutsch. geol. Ges., № 2, 1910, S. 102—113.

² E. S. Shepherd. The analysis of gases obtained from volcanoes and from rocks. Journ. of Geol., XXXIII, 1925, Suppl. № 3; E. S. Shepherd and H. E. Merwin. Gases of the Mt. Pelée lavas of 1902, Journ. of Geol., 35, 1927, pp. 97—116.

³ H. Reck. Beobachtungen über Structur und Genese der Bimssteine des Rudloffkraters in Zentralisland. Zeitschr. für Vulkanol., II, H. 1—2, 1915, S. 1—12.

Полное совпадение характера месторождения пемзы Берглю с месторождением Rudloff-Krater'a, интересно еще в смысле сопоставления с взглядами Sapper'a¹ о влиянии географического положения места вулканической деятельности, а также температурных условий атмосферы на характер получающихся продуктов пемзового перерождения. Особенности генезиса пемзы Берглю подтверждает справедливую критику Resk'ом взглядов Sapper'a, который признает влияние температурных условий атмосферы, основываясь на том, что продукты извержения в первую очередь эрунтивной деятельности приходят в соприкосновение с холодным воздухом атмосферы в то время, как вторая фаза, создающая другую разновидность пемзовых образований подвергается влиянию атмосферы, предварительно нагретой выделившимся пеплом предшествующего извержения.

Аналогия в физических свойствах двух пемз, сформировавшихся в таких различных по своим климатическим условиям районах как Армения и близкая к полярной зоне Исландия, указывает на то, что эксплозионный акт выносит из кратера уже сформировавшиеся и перерожденные в ту или иную разность пемзы, комочки первичной кислой лавы.

3. ПЕМЗЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОГО БОГУТЛУ

Имеющий много общего с конусом Берглю в последовательности вулканических фаз, конус Малого Богутлу отличается по условиям залегания пемзового месторождения и по физическим свойствам пемзовых образований. Две фазы эксплозионной деятельности Богутлу видимо отличались такими особенностями, повлиявшими на то, что продуктом первой стадии явилось формирование месторождения, характерного по свойствам не так интенсивно перерожденной, не вполне „созревшей“ пемзы и по значительному участию в ней других мелких рыхлых вулканических продуктов. Вторая стадия создала уже исключительно месторождение вулканических пеплов и песков, если только пемзовые куски этой стадии не были отсортированы действием атмосферы.

Пемза Богутлинского месторождения дает ряд разностей, различающихся между собой по характеру приближения их, или к легкой вполне перерожденной пемзе, или, наоборот, к тяжелым разностям стекловидной, отчасти лишь перерожденной кислой лаве. По размерам отдельных кусков преобладают два типа: одни более крупные, плотные, в среднем величиной 10.0×8.5 см и другие более пористые, мелкие, не превышающие по размерам кусков 6×4 см. Преобладают в отношении цвета беложелтоватые и розоватые оттенки. Характеристику физических свойств преобладающего типа пемзовых образований можно видеть из табл. 72.

¹ Sapper. Über isländische Lavaorgeln und Hornitos. Monatsber. der deutsch. geol. Ges., № 3, 1910, S. 219.

Характер пемзы	Вес сухого образца Wt в г	Объем образца V в куб. см	Удельный вес D	Объемный вес d	Коэффициент водопоглощения	% полной пористости
Плотная разность	23.18	30.0	1.103	0.772	38.81	29.96
Несколько менее плотная	21.00	36.0	0.844	0.583	52.93	30.89
Несколько менее плотная	21.65	33.0	0.970	0.656	49.31	32.36
Пористая разность	15.34	27.5	0.858	0.558	62.91	35.09

Как видно из приведенных данных отдельные более или менее пористые разности богутлинской пемзы сравнительно мало отличаются одна от другой, и в отношении пористости, например, довольно согласно характеризуют богутлинскую пемзу величиной 30—35% полной пористости и в то же время отличают от родственного по генезису Берглинского месторождения, для белой пемзы которого характерна величина 50—55%.

Под микроскопом видно, что микроструктура пемзы тоже несколько варьирует.

Имеются разности почти совершенно перерожденного пенисто-волокнувидного стекла, в которых можно подметить два типа пор: одни небольшие круглые, замкнутые, другие же преобладающие и являются тем характерным структурным элементом, который и создает строение пемзы. Это вытянутые, преимущественно, в одном направлении, но в то же время извилистые поры, собственно и разделяющие отдельные волокнистые закрученные полоски аморфного вещества. Микроскоп в согласии с микроскопическими особенностями богутлинской пемзы, обнаруживает значительное количество включений, сохранившихся от первичного лавового материала.

Характерно, что эти включения не являются обломочками первичной лавы с присущими ей порфиридовидными вкрапленниками и участками аморфного базиса, а чаще всего представляют комплекс интрателлурических вкрапленников: крупных кристаллов пироксена и андезина. Эти группы вкрапленников непосредственно, как бы, плавающие в пемзовом стекле, представляются сильно изъеденными, корродированными в плагиоклазовое вещество — наполненными втеками аморфной массы. Очевидно, или энергии выделяющихся при быстром застывании магматических газов было недостаточно для полного перерождения первичной

лавы в случае формирования из первичного вещества пемзы в районе Малого Богутлу, или же эти процессы захватили магму, в которой интрателлурические вкрапленники играли уже значительную роль, чего не наблюдалось, например, в пемзах Такийского и белого Берглинского месторождений.

Интересно, что из других месторождений наибольшую склонность к образованию таких многочисленных включений обнаруживают, главным образом, желтые разности пемз — того же Берглинского и Махмуджукского месторождений. Это обстоятельство, повидимому, должно отразиться неблагоприятно на технических качествах желтых разностей алагезских пемз, а также наиболее грубых стекловатых разностей богутлинской пемзы. Другие разности, именно обладающие розоватым и желтоватым оттенками, включают в состав аморфной пенистой волокнистой массы еще желтоватые участки, состоящие из действующих на поляризованный свет радиально-сферических новообразований. Возможно, что эти яркожелтые новообразования являются результатом дальнейшего видоизменения и перекристаллизации остатков пехштейнового или обсидианового вещества, которое в форме незначительных черных стеклянно-блестящих небольших осколочков (*Splitterchen*) наблюдается в пемзах других месторождений, например, того же Исландского¹ месторождения, которое обнаруживает большое сходство с месторождениями Алагеза.

Для выяснения химического состава рыхлых продуктов, извергавшихся в первый фазис вулканической деятельности Малого Богутлу был произведен анализ как характерной богутлинской пемзы, так и того вулканического песка, который, был выбрасываем также небольшим паразитным вулканчиком во вторую стадию его деятельности. Результаты анализов и пересчеты на магматические формулы сведены в табл. 73.

По магматическому типу и на основании соотношения с лавами Алагеза обе породы могут быть отнесены к дацитам, являясь несколько даже основнее этой сильно развитой на Алагезе кислой лавы.

При близком сходстве между собой, в особенности проявляющемся в отношении распределения окислов железа, окислов щелочно-земельных элементов, наблюдается довольно значительное различие в отношении содержания щелочей; в вулканическом песке значительно преобладает Na_2O над K_2O в то время, как щелочи в пемзе сохраняют свое обычное взаимоотношение. Характерным является для богутлинской пемзы сравнительно небольшое содержание воды около 3%, чем она отличается от пемз других месторождений — как Такийского или Берглинского, в которых общее содержание воды достигает почти 5%.

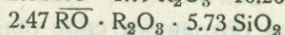
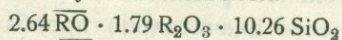
¹ Н. Reck. Beobachtungen über Structur und Genese der Bimssteine. Ibid., S. 6—7.

	Вулканический песок, № 1106	Пемза, № 1038	№ 1106	№ 1088
	Весовые %		Молекулярные количества	
SiO ₂	61.85	62.98	1.0257	1.0444
TiO ₂	0.84	0.96	0.0105	0.0119
Al ₂ O ₃	17.02	15.38	0.1662	0.1505
Fe ₂ O ₃	2.07	2.21	0.0130	0.0138
FeO	2.12	2.08	0.0294	0.0288
MnO	0.11	0.07	0.0015	0.0009
MgO	1.76	1.57	0.0436	0.0389
CaO	4.10	3.12	0.0731	0.0556
BaO	0.06	—	0.0004	—
Na ₂ O	6.84	4.34	0.1103	0.0700
K ₂ O	0.57	3.92	0.0060	0.0416
H ₂ O _{-110°}	0.28	0.64	—	—
H ₂ O _{+110°}	2.36	2.60	—	—
Сумма	99.98	99.87	1.4797	1.4564
Аналитики	В. А. Молева	М. М. Стука- лова		

Магматические формулы и коэффициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

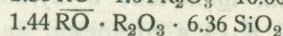
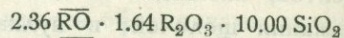
Вулканический песок



$$\alpha = 2.56; \beta = 43.10; \gamma = 2.32$$

$$RO : R_2O = 1.27 : 1$$

Пемза



$$\alpha = 2.86; \beta = 38.36; \gamma = 2.60$$

$$RO : R_2O = 1.11 : 1$$

Месторождение Малого Богутлу, точно так же, как месторождение белой пемзы с. Махмуджук, отличается, как видно из сообщенного выше, существованием среди его пемзовых образований разновидностей отличающихся большей и меньшей пористостью, а также более тяжелых переходных разновидностей. Это, повидимому, указывает на длительный характер

эксплозионной деятельности с чередованием взрывов и выбросов пемзowego материала с различной интенсивностью.

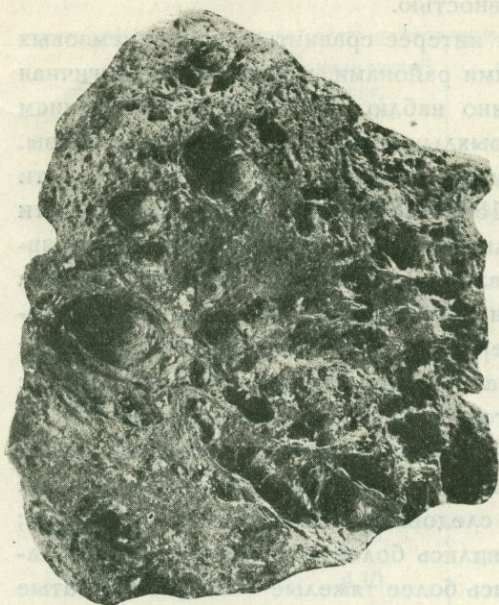
В этом отношении представляет интерес сравнить этот тип пемзовых месторождений с теми вулканическими районами, в которых аналогичная эксплозионная работа непосредственно наблюдалась вместе с изучением физических свойств выбрасываемых рыхлых продуктов, в том числе пемзы. Можно здесь привести результаты изучения вулканической деятельности острова Vulcano¹ в период времени 1888—1889—1890 гг. Извержения эти характерны по перемежающейся вулканической деятельности, проявляющейся в том, что различной силы взрывные явления сменялись паузами покоя, которые продолжались различные промежутки времени, от нескольких минут до нескольких дней. Интересно, что исследовавший продукты этих извержений O. Silvestri различает *bombe leggere* и *bombe pesante*: первые легкие и пемзообразные, вторые более тяжелые и более стекловатые. Имеются также постепенные между ними переходы. Пемзообразные выбросы наблюдались, преимущественно, в середине эруптивного периода и особенно в те дни, когда взрывы следовали с короткими интервалами; с другой стороны, когда паузы становились более долгими и взрывы обладали значительной силой, то получались более тяжелые — полустекловатые продукты — „бомбы“. Характерно, что химически, магма дававшая эти разнообразные продукты может быть, как весьма близкая, сопоставлена с магмой алагецских пемз, в особенности в отношении содержания щелочей.

Таблица 74

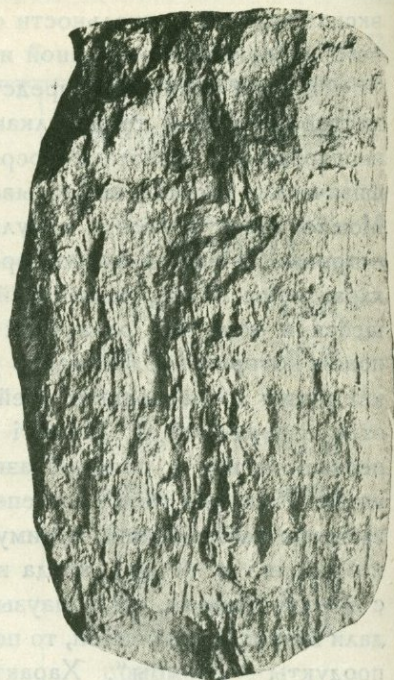
	Пемза Малого Богутлу	Пемзовая бомба	Стекловатая корка бомба
		Vulcano	
SiO ₂	62.98	66.83	62.26
Na ₂ O	4.34	5.54	5.58
K ₂ O	3.92	3.81	4.40

Несомненно, что различные по характеру пористости и интенсивности перерождения разности пемз Богутлу, или отвечают различным, довольно близким друг к другу моментам одного периода вулканической деятельности

¹ O. Silvestri e G. Mercalli. Le eruzione dell'isola di Vulcano incominciate, il 3 agosto 1888 e terminate il 22 marzo 1890. *Annali dell'Ufficio Centr. Meteor. e Geodin Ital.*, 1891, pp. 71—281; K. Baumgartner. Über vulkanische Auswürflinge von Bad Tusnad in Siebenbürgen. *Tscherm. Miner. u. Petr. Mitt.*, XXI, H. 1, 1902, S. 31—64.



Фиг. 45. Светложелтая пемза месторождения
Берглю.

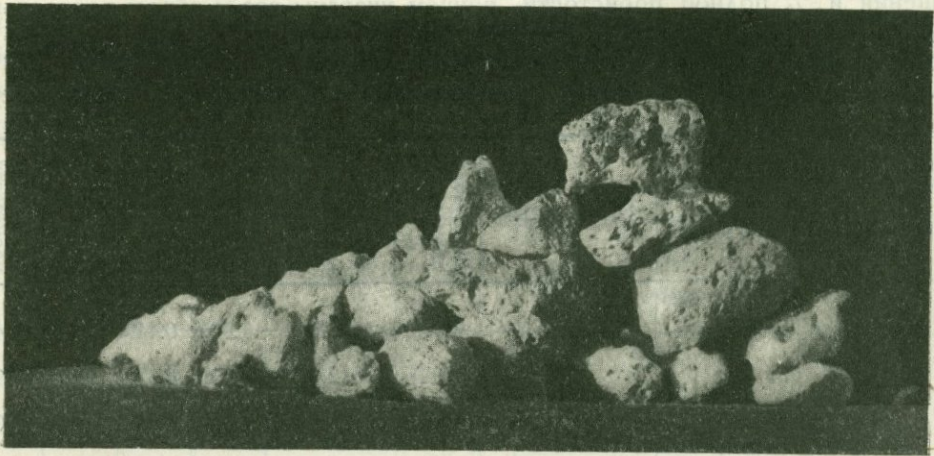


Фиг. 46. Полосатая туфовая лава
Амперского каньона.

различавшимися внешними условиями, или, являясь продуктами единого эруптивного акта, отвечают той неоднородности перерождения, которая создавалась в различных участках жидкого лавового раствора.

Описанные выше пемзы месторождений Такийского, Берглинского и Богутлинского захватывают те разности, которые свойственны различным генетическим типам пемзовых месторождений, развитых в массиве Алагеза. Для полноты характеристики алагезских пемз ниже приводится некоторый материал, иллюстрирующий физические свойства других месторождений того же вулкана: Махмуджукского и Амбарлинского, а также расположенного в 12 км от периферии Алагеза Капанакского месторождения, пемза которого относится к дериватам более кислой липаритовой магмы.

По внешнему виду пемза указанных месторождений отличается следующими особенностями: белая и желтая махмуджукские пемзы не являются однородными ни по величине отдельных кусков, ни по физическому характеру. В последнем отношении они представляют разнообразные переходы от легких разностей пемзы через более плотные, стекловатые — к разновидностям, подвергшимся малому перерождению и уже ближе стоящим



Фиг. 47. Мелкая белая пемза месторождения Берглю.

к нормальным дацитам и липарито-дацитам. Во всех соответственных разностях желтые пемзы являются более крупно-пористыми иногда гиганто-пористыми и обнаруживают полную аналогию в строении с желтыми пемзами конуса Берглю. Белые пемзы Махмуджукского месторождения, в то же время, являются крупнее соответственной пемзы Берглю, которая отличается большой однородностью. Пемза месторождения Амбарлу (Алигочака) является в главном пемзоносном слое состоящей из кусочков, приблизительно, двух размеров: $1.9-2 \times 1.2-1.0$ см и еще меньших 0.7×0.2 см; по характеру своему она похожа на белую нижнюю берглинскую пемзу, отличаясь от последней темносерым цветом и более грубым строением. В этом отношении она является полной противоположностью исключительно белой капанакской пемзе, в которой преобладают два размера: более крупные 5×4 см и более мелкие окатанные, несколько вытянутые кусочки размерами 1×0.5 см. Различием в характере пористости желтой и белой пемз, помимо различия в абсолютной величине, можно считать характер самих пор, которые в белой пемзе, являются, преимущественно, округленными в то время, как в желтых разностях они длинно вытянуты. Иногда, только пемзы в лучших своих

разностях представляются более плотными, приобретая в таких случаях, длинно-волокнистое строение и шелковистый вид. В табл. 75 сосредоточены данные иллюстрирующие следующие свойства разобранных месторождений: удельный и объемный вес, коэффициент водопоглощения и % полной пористости, причем указаны вес и объем подвергавшихся изучению кусков.

Таблица 75

Место-рождение	Цвет пемзы	Характер	Вес сухого образца Wt в г	Объем образца V в куб. см	Удельный вес D	Объемный вес d	Коэфф. водопоглощения	% полной пористости
Махмуджук	Белая	Пористая	31.45	70.0	1.009	0.449	123.49	55.48
"	"	"	7.49	12.0	1.639	0.624	99.21	61.92
"	Светложелтоватая	Стекловатая	40.70	75.5	0.830	0.539	65.09	35.09
"	Желтая	Пористая	32.74	73.0	0.817	0.448	100.62	45.12
"	Розовая	—	37.62	70.0	0.739	0.537	50.70	27.29
Амбарлу	Серая	—	6.24	10.5	1.058	0.596	73.70	43.81
Капанак	Белая	Пористая	6.34	20.0	0.911	0.317	205.73	65.21
Богутлу	"	Плотная	1.23	2.0	1.219	0.615	80.35	49.48

Приводимые цифровые данные находятся в согласовании с данными о характере строения пемз из отдельных месторождений.

Физические свойства махмуджукской пемзы указывают на ее разнообразие: наиболее значительной пористостью обладают белые пемзы (55—62%), желтая пемза характеризуется средними величинами около 45%, в то время как переходные разности, обладающие стекловатым габитусом как светложелтые, так и розовые обладают пониженной пористостью, колеблющейся в пределах 27—35%; средней величиной пористости и удельных и объемных весов обладает амбарлинская пемза около 44—45% полной пористости.

Наиболее перерожденной пемзой является пемза Капанакского месторождения, имеющая аналогичные черты в смысле строения и в отношении химического состава с такийской пемзой. Пемза Капанака дает одни из максимальных величин пористости до 65% и минимальные данные для объемного (кажущегося) веса, который доходит до 0.317.

4. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Показатели преломления вулканических стекол. Для выяснения соотношения между химическим составом вулканических стекол, каковыми являются пемзы, с одной стороны, и оптическими их константами, с другой, было произведено определение показателей преломления всех разновидностей пемз из изученных месторождений Алагеза. Данные эти сосредоточены в табл. 76.

Таблица 76

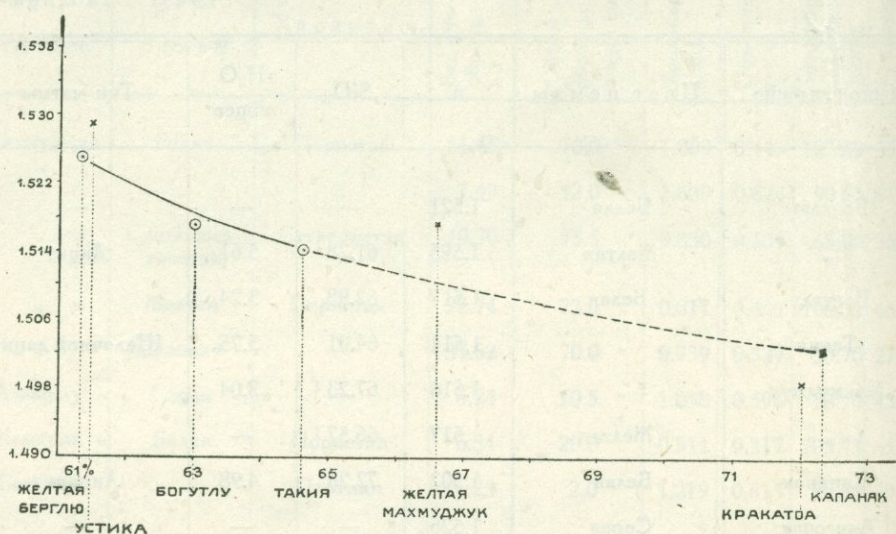
Месторождение	Цвет пемзы	n	SiO ₂	H ₂ O общее	Тип магмы
Берглю	Белая	1.521	—	—	—
"	Желтая	1.525	61.28	5.61	Дацит
Богутлу	Белая	1.517	62.98	3.24	"
Такия	"	1.514	64.61	5.75	Щелочной дацит
Махмуджук	"	1.516	67.23 ¹	3.04	" "
"	Желтая	1.517	66.57 ¹	—	" "
Капанак	Белая	1.502	72.26	4.98	Липарит
Алигочак	Серая	1.526	—	—	—
Западная вершина	"	1.502	—	—	—

Определенные показатели преломления различных пемз Алагеза, будучи использованы для графического построения зависимости их от химического состава стекол, позволяют сделать следующие выводы.

Пемзы Алагезских месторождений, при интервале в содержании SiO₂ от 61—72%, дают соответствующие интервалы для показателей преломления между 1.526 и 1.502. Если же не считать капанакской пемзы, генезис которой не может считаться вполне выясненным, то собственно алагезские пемзы в отношении показателей преломления колеблются в незначительных пределах 1.526—1.514. Это же сопоставление на диаграмме позволяет предполагать следующий химический состав пемз, химический анализ которых не был произведен. Так, для белой берглин-

¹ Содержание SiO₂ по данным анализов Треста „Ани-пемза“.

ской пемзы содержание можно предполагать около 62.25%, а для амбарлинской пемзы (Алигочак) тип магматический представляется довольно основным, с содержанием около 61%, что отвечает, повидимому, тому генетическому типу пемз, который связан с более высокими зонами вулкана. Интересно также отметить, что по отношению к Берглинскому и Махмуджукскому месторождениям, в отношении различия между желтыми и белыми разновидностями пемзы, наблюдается та аналогия, согласно которой желтые разности по сравнению с белыми разностями из тех же месторождений, относятся к более основным дериватам той же магмы.



Фиг. 48. Показатели преломления вулканических стекол Алагеза.

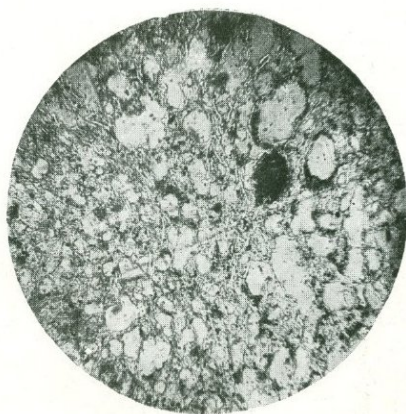
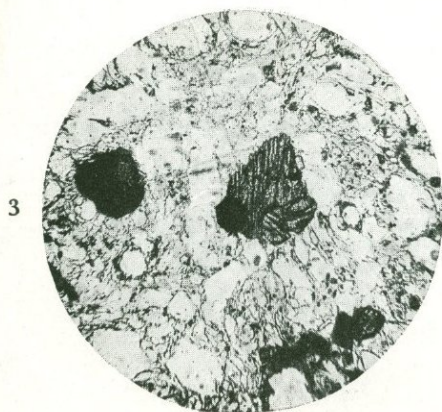
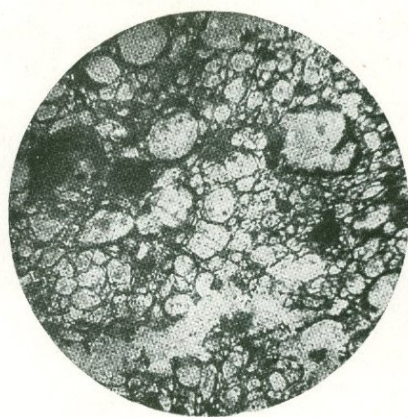
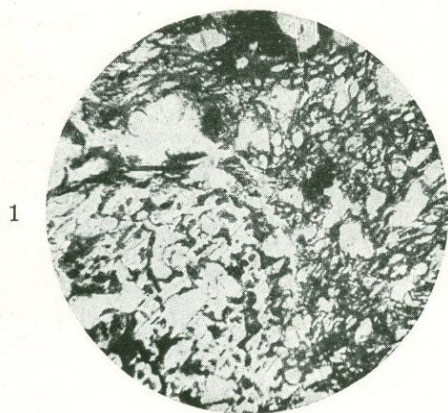
Для сравнения в отношении оптических свойств алагезских вулканических стекол с аналогичными образованиями других вулканических районов составлена табл. 77, для которой использованы преимущественно данные исследования М. Stark'a;¹ для вулканических стекол Кавказа имеются данные А. П. Герасимова² и Б. М. Куплетского.³

При сравнении оптических констант пемз, из приведенных разнообразных вулканических районов, с константами вулканических стекол Алагеза и с характером самих вулканических образований, представляет интерес отметить, что в ряде районов имеются аналогичные Алагезу раз-

¹ М. Stark. Zusammenhang des Brechungsexponenten natürlicher Gläser mit ihrem Chemismus. *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt.*, XXIII, 1904, S. 536—550.

² А. П. Герасимов. Минералогический состав пепла из окрестностей Нальчика (Кавказ). *Изв. Геол. ком.*, XXXI, № 208, 1912, стр. 432.

³ Б. М. Куплетский. Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. Бассейн озера Севан (Гокча), I, стр. 52—56.



1 — Структура белой пемзы месторождения Малого Богутлу. 2 — Структура белой пемзы месторождения конуса Берглю. 3 — Структура плотной розовой пемзы Махмуджукского месторождения. 4 — Структура мелко-пористой белой пемзы Махмуджукского месторождения.

Алагез

Вулканический район	Характер стекла, цвет пемзы	Строение пемзы	n	SiO ₂ в %	
Борнео	Белая	Тонко-пенистая	1.493	—	
Суматра	„	—	1.494	—	
Андернах на Рейне	„	Шелковистая	1.497	—	
Кракатоа	Сероватобелая	—	1.498	72.0	
Wakato-River Новая Зеландия	„	Тонко-волокнистая	1.500	—	
Липарские острова	Белая	Шелковистая не- сколько компакт- ная	1.500	—	
Липарский остров Ustica	—	Пемзовое стекло	1.529	61.50	
Кракатоа	Красноватая	—	1.503	—	
Везувий Монте-Сомма	Серая	—	1.509	—	
„ „	Красноватая	Тонко-волокни- стая	1.509	—	
Samarea dos Ilheo Бразилия	Коричневатая	—	1.514	—	
Галапагосские острова	Светлосерая	Шелковистая	1.527	67.36	
Демавенд	Сероватокоричне- вая	С выделениями минералов	1.523	Трахит	
Окрестности Нальчика (Северный Кавказ)	Пемза из пепла	—	1.495	70% Дацит	
Ахманганское плато Армения	Большой Ах-даг	Белый зернистый тип	—	1.491	—
	Малый Ах-даг	Липаритового стекла	—	1.493	74.20
	„ „	Светлосерый тип	—	1.499	—
	„ „	Зернистый туфо- подобный	—	1.497	—
	„ „		—	1.500	—
Большой Ах-даг	Обсидиан	—	1.487—88	—	

ности, с одной стороны, белых, с другой, желтоватых, красноватых или коричневатых пемз, представляющих, повидимому, один довольно распространенный генетический тип. Так, можно указать на Кракатоа существование кроме сероватобелой, также красноватой разности. В районе Демавенда имеется сероватокоричневая разность, также относящаяся к более основному генетическому типу, наконец в районе Монте-Соммы указывается существование как серой, так и красноватой разностей.

Пределы колебаний показателей преломления пемз из различных месторождений совпадают с соответствующими интервалами пемз Армянского нагорья, в частности массива Алагеза.

Химический состав пемз Алагеза. Выше при описании пемз из отдельных месторождений приведены были анализы изученных нами разностей пемзы.

Таблица 78

	Гора Берглю	Гора Богулу	Селение Такия	Махмуджук		Капанак
				Белая	Желтая	
В е с о в ы е %						
SiO ₂	61.28	62.98	64.61	67.23	66.57	72.26
TiO ₂	0.88	0.96	0.65	—	—	—
Al ₂ O ₃	17.77	15.38	15.31	15.72	16.36	13.13
Fe ₂ O ₃	3.06	2.21	2.12	} 2.78	2.73	0.97
FeO	0.51	2.08	1.33			
MnO	0.08	0.07	0.07	—	—	—
MgO	0.85	1.57	0.79	0.67	0.75	0.29
CaO	1.72	3.12	1.53	2.20	2.62	1.72
Na ₂ O	3.68	4.34	3.99	5.85	—	—
K ₂ O	4.50	3.92	3.48	3.02	—	—
H ₂ O-110°	1.04	0.64	0.92	} 3.04	—	4.98
H ₂ O+110°	4.57	2.60	4.83			
Сумма	100.07	99.87	99.63	100.52	—	—
Аналитики	В. А. Молева	М. М. Стукалова	Анализы „Ани-пемза“			

Представляет интерес сопоставить их между собой, а также с теми анализами из других месторождений района, которые были переданы Правлением Треста „Ани-пемза“¹ и физические свойства которых и структура были изучены нами. Эти данные сопоставлены в табл. 78.

Данные химического анализа, пересчитанные на магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу сопоставлены в табл. 79 со средними формулами для дацитовой и трахидацитовой ветвей кислых пород.

То, что отмечалось при изучении пемз из отдельных месторождений, необходимо указать и здесь, так как вулканические стекла в их пемзобразном состоянии отмечаются у тех лавовых магматических типов, которые при сопоставлении с нормальными лавами, минералогический состав которых изучен, могут быть отнесены к дацитам и щелочным дацитам. Если же основываться на химической только характеристике, что является естественным по отношению к вулканическим стеклам, то необходимо подчеркнуть близость большинства пемз к трахидацитам.

Т а б л и ц а 79

Магматические формулы и коэффициенты пемз

	Магматические формулы			Коэффициенты		
	\overline{RO}	SiO_2	$\frac{R_2O}{RO}$	α	β	γ
Желтая пемза Берглю	0.87	5.26	1.76 : 1	2.72	35.55	2.80
Белая пемза Богутлу	1.44	6.36	1 : 1.11	2.86	38.36	2.60
„ „ Такия	1.02	6.57	1.53 : 1	3.27	30.74	3.25
„ „ Махмуджук	1.13	6.76	2.09 : 1	3.27	31.58	3.17
Трахидацит	1.42	6.76	1.47 : 1	3.06	—	—
Дацит	1.53	6.97	1 : 1.19	3.05	—	—
Липарито-дацит 4 ч. дацита + 1 ч. липарита	1.26	6.86	1.14 : 1	3.36	—	—

¹ Анализы, к сожалению, неполные получены от Управления Анийских рудников при совместном осмотре месторождения Ани с В. И. Лучицким в июле 1928 г.



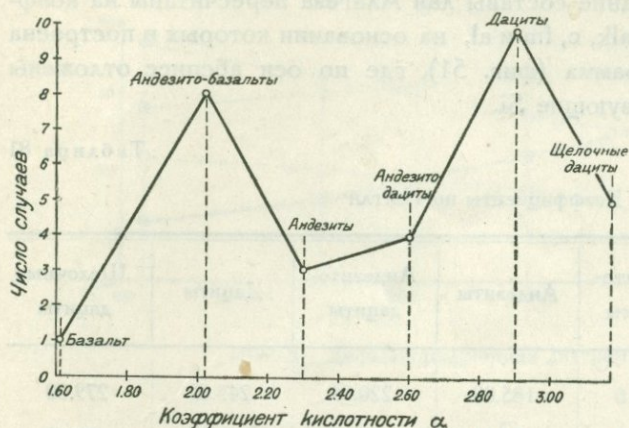
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

КАК ВИДНО из описательной части, среди лавовых излияний Алагеза, разновременно формировавшихся на его склонах, мы имеем представителей почти всех главных магматических типов, а также переходные между ними разновидности. Для выявления закономерностей в химизме магмы Алагеза, давшей эти излияния, в табл. 80 приведены средние составы алагезских лав, принадлежащих к различным вулканическим циклам.

Ввиду того, что анализы отдельных лав произведены в зависимости от характера и, в значительной степени, от распространенности того или иного эффузивного типа, количество анализов главных магматических разновидностей, будучи пропорционально площадям их распространения, может явиться показательным для суждения о роли, по крайней мере, в отношении разнообразия, которым обладают отдельные семейства лав. Как показывает диаграмма, на которой осью абсцисс служат коэффициенты кислотности, а по ординатам отложены количества анализов того или иного типа, наиболее представлены на Алагезе два семейства: андезитобазальты и дациты. Что же касается до количественного участия в строении вулкана различных лав, то нужно указать еще на андезиты, которые, давая сравнительно мало различных химических и структурных разновидностей, представляют мощные излияния, которые могут быть отнесены к третьему вулканическому циклу Алагеза.

Важным в классификационном отношении представляется вопрос о соотношении между всеми встречающимися в вулканическом массиве разновидностями лав. Ввиду развития переходных разновидностей: андезитобазальтов, андезитодацитов, щелочных дацитов, возникает вопрос, являются ли они равноправными магматическими типами или же они примыкают к главным породам: базальтам, андезитам и дацитам, являясь лишь их отклонениями и ответвлениями в химическом отношении. Исходя из анализа

нанесены коэффициенты кислотности α , \overline{RO} и соотношения $RO:R_2O$. Полученные три кривые являются неодинаковыми по своему характеру.

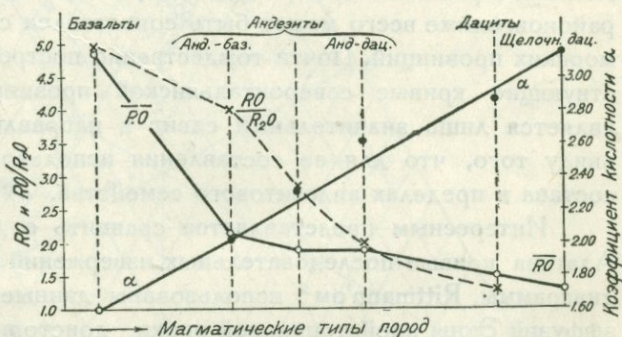


Фиг. 49. Распространенность лав Алагеза.

ских типов к указанным трем семействам: базальтам, андезитам и дацитам, доказывая, что андезито-базальты и андезито-дациты являются лишь вариациями последних.

Приводимые, при описании отдельных типов, сравнения с химизмом лав Центрального Кавказа, а также более удаленной вулканической провинции — Нижней Италии, сгруппированы в табл. 81, где видна значительная аналогия между тремя главными группами различных районов.

Отличием является отсутствие среди лав Центрального Кавказа чистых базальтов, точно так же для Италии указывается присутствие



Фиг. 50. Диаграмма химического состава средних типов лав.

основных андезитов, заменяющих, повидимому, широко развитые в пределах Кавказа и Закавказья андезито-базальтовые разности. Характерно, кроме того, что в пределах итальянской вулканической области Washington указывает на существование двух серий: чистой андезитовой и трахидолеритовой, представителями которой являются: чиминиты, вульзиниты и тосканиты.

После установления взаимоотношения между главными, строящими Алагез, лавами, представляет интерес использование данных химического анализа для выяснения возможных между ними генетических взаимоотношений. С этой целью средние составы лав Алагеза пересчитаны на коэффициенты по Niggli — Si, alk, c, fm и al, на основании которых и построена дифференциационная диаграмма (фиг. 51), где по оси абсцисс отложены коэффициенты, характеризующие Si.

Таблица 81

Коэффициенты по Ниггли

	Андезито- базальты	Андезиты	Андезито- дациты	Дациты	Щелочные дациты
Si	154.16	185.09	220.09	245.69	279.00
Alk	12.98	16.21	21.86	25.97	32.63
Al	28.05	30.45	32.59	34.17	37.89
Fm	37.23	32.82	27.22	25.40	19.55
C	21.74	20.52	18.33	14.46	9.93

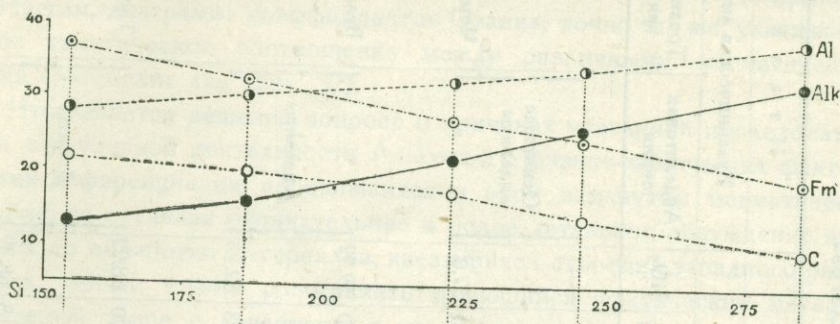
Характер дифференционных кривых Алагеза при сравнении с аналогично построенными диаграммами, характерными для других вулканических районов, ближе всего может быть сопоставлен с диаграммами средиземноморских провинций. Почти тождественно построенными являются соответствующие кривые североитальянской провинции по Niggli.¹ Отличием является лишь значительный сдвиг в направлении большей основности, ввиду того, что для ее составления использованы данные химического состава в пределах андезитового семейства.

Интересным представляется сравнить с дифференционными кривыми Алагеза кривые последовательных извержений Этны. Для сопоставления диаграммы, Rittmann'ом² использованы данные, характеризующие состав эффузий Этны плейстоценовой эпохи, доисторических излияний, а также эффузий, происходивших в историческое время. При значительной аналогии в характере соотношения отдельных кривых нужно отметить, что более поздние извержения Этны являются более основными, как бы отвечая

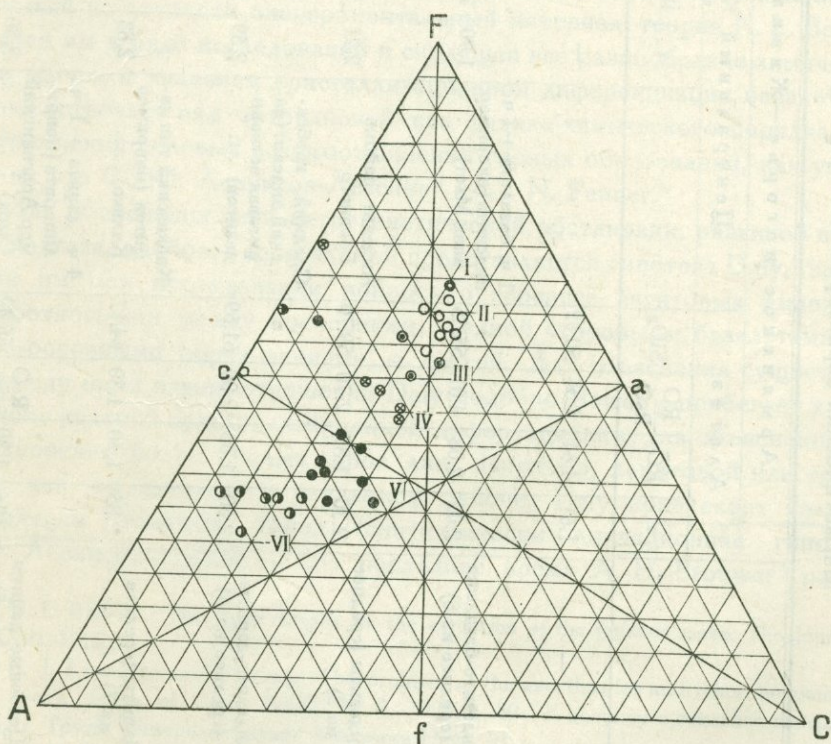
¹ Niggli. Der Tavayannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge.

² A. Rittmann. Der Ätna und seine Laven. Die Naturwissenschaften, H. 6, 1929, S. 94—100.

вновь начальным стадиям нового вулканического цикла. Сравнивая кривые изменения состава лав Алагеза с кривыми других районов, относимыми С. R. Burri¹ к средиземноморской провинции, например, с Maros-Highwood,



Фиг. 51. Дифференциационная диаграмма по Ниггли.



Фиг. 52. Диаграмма по Осанну: ● — Базальт; ○ — Андезито-базальт; ○ — Андезит; ⊗ — Андезито-дацит; ● — Дацит; ● — Щелочной дацит.

¹ C. R. Burri. Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des Pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Zeitschr. für Vulkanol., XII, H. 2—3, 1929, S. 241—250.

Магматическая характеристика средних типов лав Алагеза

		Армянское нагорье — Кавказ								И т а л и я		
		А л а г е з				Центральный Кавказ				Вулканическая линия		
		α	\overline{RO}	$\frac{RO}{R_2O}$	SiO_2		α	\overline{RO}	$\frac{RO}{R_2O}$	SiO_2	Андезитовая серия	Трахидолеритовая серия
Базальты	—	1.61	4.84	4.84	50.92	—	—	—	—	} Основные андезиты	—	
	Андезито-базальты (среднее из 8)	2.02	2.08	4.01	55.35	1 ч. базальта + 1 ч. андезита (например лава Млет)	1.90	2.20	4.10		57.0	Чиминиты
Андезиты	Андезиты (среднее из 3)	2.30	1.87	2.70	59.70	Андезит района Грозного	2.21	1.55	2.20	59.92	} Андезиты	Вульзиниты
	Андезито-дациты (среднее из 4)	2.60	1.88	2.00	61.69	Средний казбекский андезит (дацитовая ветвь андезитов)	2.59	1.49	2.23	62.23		—
Дациты	Дациты (среднее из 7)	2.85	1.50	1.30	64.17	Кавказский тип дацитов (например Кялько)	2.83	1.00	1.20	68.22	} Дациты	Тосканиты
	Щелочные дациты (среднее из 5)	3.16	1.30	$\frac{R_2O}{RO}$ 1.43	66.42	4 ч дацита + 1 ч. липарита (например Арагвинский Сырх)	3.30	1.18	1.18	68.39		—

можно отметить для последних, при сохранении значительной аналогии, несколько больший изгиб кривых.

Подобно дифференционной диаграмме, составленной по коэффициентам Ниггли, диаграмма коэффициентов Озанна, точно так же, указывает на тесное генетическое соотношение между различными магматическими типами алагезских лав (фиг. 52).

Что касается решения вопроса о причинах указанной последовательности эффузивной деятельности Алагеза и о физико-химических факторах явлений дифференциации, проявившихся в этом замкнутом магматическом бассейне, то оставляя окончательное и более детальное обсуждение этого вопроса до обработки материалов, касающихся строения западного района вулкана, сейчас можно сопоставить имеющийся фактический материал, изложенный выше с даваемыми в литературе гипотезами о генетическом соотношении магматических образований различной кислотности.

Наиболее подкупающая своей стройностью и опирающаяся на исключительный по точности экспериментальный материал, теория N. L. Bowen,¹ развитая им в ряде исследований и сводящая все разнообразие химических типов магмы к явлениям кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, встречает ряд затруднений как физико-химического порядка, так и в отношении полевых взаимоотношений горных образований, как указывают на это Ф. Ю. Левинсон-Лессинг² и Cl. N. Fenner.³

Для объяснения всей петрогенетической обстановки, развитой в массиве Алагеза, наиболее приемлемой представляется гипотеза Daly,⁴ высказанная им при исследовании вопроса о генезисе авгитовых андезитов и о соотношении между последними, с одной стороны, и базальтами или ультра-основными образованиями, с другой. Для объяснения существующих между ними взаимоотношений Daly подобно Bowen'у прибегает к привлечению явлений кристаллизационной дифференциации; для объяснения же возникновения более кислых типов лав, например, дацитовой или трахитовой, как мы имеем и в изучаемом районе, Daly привлекает явления ассимиляции боковых пород (синтектически ликвидационная гипотеза Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). За последнее время А. Н. Brouwer⁵ разви-

¹ N. L. Bowen. The later stages of the evolution of the igneous rocks. The Journ. of Geol., XXIII, 1915.

² F. J. Loewinson-Lessing. The problem of the anorthosites and other monomineral igneous rocks. Journ. of Geol., XXXI, № 2, 1923, p. 89; К вопросу о генезисе изверженных пород. Труды Минералог. музея Академии Наук, III.

³ Cl. N. Fenner. The Katmai magmatic province. XXXIV, № 7, part. 2, 1926; The crystallisation of basalts. Amer. Journ. of sc., ser. V, XVIII, 1929, pp. 225—253.

⁴ R. A. Daly. The origin of augite-andesite and of related ultrabasic rocks. The Journ. of Geol. XVI, 1908, pp. 401—421.

⁵ A. H. Brouwer. Production of trachyte and phonolite from pyroxen andesitic magma associated with limestone. Journ. of Geol., 36, 1928, p. 545.

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№№ по порядку	Название породы	№№ пород	Магматические формулы			Коэффициенты		
			α	β	γ			
1	Базальт	404	2.27RO	R ₂ O ₃	4.24SiO ₂	1.61	77.12	1.29
2		99	2.16RO	R ₂ O ₃	5.22SiO ₂	2.02	60.50	1.62
3	Андезит-базальты	114	2.00RO	R ₂ O ₃	5.24SiO ₂	2.10	57.25	1.75
4		268	2.06RO	R ₂ O ₃	5.36SiO ₂	2.12	57.09	1.75
5		1221	2.17RO	R ₂ O ₃	5.18SiO ₂	2.00	61.20	1.63
6		513	2.44RO	R ₂ O ₃	2.44SiO ₂	1.88	67.31	1.49
7		1215	1.94RO	R ₂ O ₃	4.92SiO ₂	1.99	59.75	1.67
8		181	2.11RO	R ₂ O ₃	5.18SiO ₂	2.02	60.04	1.64
9		217	1.77RO	R ₂ O ₃	4.59SiO ₂	1.92	60.35	1.64
10		126	2.08RO	R ₂ O ₃	5.92SiO ₂	2.33	52.02	1.92
11		311	1.79RO	R ₂ O ₃	5.70SiO ₂	2.39	48.95	2.04
12		1353	1.75RO	R ₂ O ₃	5.19SiO ₂	2.19	52.98	1.89
13	Андезит-дациты	174	2.56RO	R ₂ O ₃	7.71SiO ₂	2.79	46.17	2.16
14		290	1.72RO	R ₂ O ₃	5.94SiO ₂	2.51	45.79	2.18
15		239	1.69RO	R ₂ O ₃	5.75SiO ₂	2.45	46.78	2.14
16		653	1.67RO	R ₂ O ₃	5.76SiO ₂	2.47	46.35	2.16
17		219	1.55RO	R ₂ O ₃	5.81SiO ₂	2.55	43.89	2.28
18		177	1.27RO	R ₂ O ₃	5.82SiO ₂	2.72	39.00	2.56
19		200	1.31RO	R ₂ O ₃	6.42SiO ₂	2.97	35.98	2.77
20		454	1.35RO	R ₂ O ₃	6.11SiO ₂	2.81	38.46	2.60
21		220	1.69RO	R ₂ O ₃	6.82SiO ₂	2.91	39.44	2.53
22		260	1.54RO	R ₂ O ₃	6.73SiO ₂	2.96	36.25	2.65
23	238	1.50RO	R ₂ O ₃	6.40SiO ₂	2.84	39.06	2.56	
24	30	1.35RO	R ₂ O ₃	6.06SiO ₂	2.79	37.29	2.58	
25	33	1.16RO	R ₂ O ₃	5.65SiO ₂	2.71	38.23	2.61	
26	Туфовые лавы	745	1.12RO	R ₂ O ₃	5.06SiO ₂	2.47	41.89	2.38
27		108	1.12RO	R ₂ O ₃	5.92SiO ₂	2.87	35.81	2.79
28		255	1.28RO	R ₂ O ₃	6.50SiO	3.04	35.08	2.85
29		155	2.05RO	R ₂ O ₃	8.24SiO ₂	3.26	37.01	2.70
30	Щелочные дациты	204	1.32RO	R ₂ O ₃	6.77SiO ₂	3.13	34.27	2.92
31		133	1.14RO	R ₂ O ₃	6.57SiO ₂	3.17	32.72	3.07
32		97	1.23RO	R ₂ O ₃	5.82SiO ₂	2.75	38.31	2.61
33	Туфовые лавы	134	1.08RO	R ₂ O ₃	6.49SiO ₂	3.18	32.05	3.07
34		42	1.18RO	R ₂ O ₃	5.70SiO ₂	2.72	38.24	2.61
35		142	1.28RO	R ₂ O ₃	6.45SiO ₂	3.01	35.34	2.83

мулы и коэффициенты

П о з а н н у

RO : R ₂ O	Магматические формулы	S	A	C	F	K
4.84 : 1	S _{57.10} ^a _{3.24} C _{4.08} ^f _{12.68} ⁿ _{7.42}	57.10	5.09	6.42	19.87	0.90
5.05 : 1	S _{62.19} ^a _{3.16} C _{4.89} ^f _{11.95} ⁿ _{5.78}	62.19	4.27	6.60	16.07	1.13
3.76 : 1	S _{64.06} ^a _{4.01} C _{4.64} ^f _{11.35} ⁿ _{7.10}	64.06	5.04	5.83	14.20	1.14
3.56 : 1	S _{64.15} ^a _{4.12} C _{3.84} ^f _{12.04} ⁿ _{6.19}	64.15	5.30	4.94	15.37	1.12
3.87 : 1	S _{62.41} ^a _{3.90} C _{4.16} ^f _{11.94} ⁿ _{6.83}	62.41	5.22	5.58	15.99	1.07
4.77 : 1	S _{60.23} ^a _{3.38} C _{4.14} ^f _{12.48} ⁿ _{7.56}	60.23	4.89	5.98	18.03	1.01
3.77 : 1	S _{62.91} ^a _{3.94} C _{4.56} ^f _{11.50} ⁿ _{6.83}	62.91	5.12	5.94	14.97	1.09
4.16 : 1	S _{62.74} ^a _{3.75} C _{4.99} ^f _{11.26} ⁿ _{6.51}	62.74	4.87	6.46	14.60	1.10
2.90 : 1	S _{62.68} ^a _{4.77} C _{4.41} ^f _{10.82} ⁿ _{6.77}	62.68	6.10	5.64	13.84	1.01
2.86 : 1	S _{66.02} ^a _{5.03} C _{3.73} ^f _{11.24} ⁿ _{7.30}	66.02	5.94	4.41	13.28	1.14
2.44 : 1	S _{67.40} ^a _{5.60} C _{4.34} ^f _{10.06} ⁿ _{5.97}	67.40	6.10	4.72	10.96	1.18
3.02 : 1	S _{65.56} ^a _{4.68} C _{4.96} ^f _{10.36} ⁿ _{6.63}	65.56	5.44	5.76	12.04	1.16
1.93 : 1	S _{68.58} ^a _{5.99} C ₀ f _{14.01} ⁿ _{7.02}	68.58	7.20	0.00	17.02	1.13
1.99 : 1	S _{68.80} ^a _{6.39} C _{3.91} ^f _{9.70} ⁿ _{5.07}	68.80	6.58	4.02	10.00	1.19
2.15 : 1	S _{68.27} ^a _{6.18} C _{4.78} ^f _{9.04} ⁿ _{6.70}	68.27	6.33	4.90	9.27	1.19
1.83 : 1	S _{68.57} ^a _{6.65} C _{3.37} ^f _{9.98} ⁿ _{6.74}	68.57	6.96	3.53	10.45	1.16
1.96 : 1	S _{69.75} ^a _{6.39} C _{4.84} ^f _{8.77} ⁿ _{6.07}	69.75	6.19	4.69	8.49	1.14
1.00 : 1	S _{72.24} ^a _{9.09} C _{3.68} ^f _{7.23} ⁿ _{6.05}	72.24	7.70	3.12	6.12	1.23
1.02 : 1	S _{73.72} ^a _{9.44} C _{4.21} ^f _{6.35} ⁿ _{5.70}	73.72	7.37	3.29	4.96	1.61
1 : 1.02	S _{72.43} ^a _{9.59} C _{3.34} ^f _{7.07} ⁿ _{6.36}	72.43	8.03	2.80	5.91	1.21
1.50 : 1	S _{71.84} ^a _{7.11} C _{1.12} ^f _{11.77} ⁿ _{5.98}	71.84	7.09	1.12	11.74	1.27
1.37 : 1	S _{72.78} ^a _{8.11} C _{3.61} ^f _{8.28} ⁿ _{5.63}	72.78	6.96	3.10	7.10	1.61
1.45 : 1	S _{72.13} ^a _{7.36} C _{4.34} ^f _{7.80} ⁿ _{6.47}	72.13	6.80	3.76	6.73	1.31
1.08 : 1	S _{72.19} ^a _{9.01} C _{3.78} ^f _{7.21} ⁿ _{6.56}	72.19	7.64	3.21	6.11	1.23
1.06 : 1	S _{72.56} ^a _{8.19} C _{5.46} ^f _{6.35} ⁿ _{5.59}	72.56	6.68	4.45	5.18	1.20
1.15 : 1	S _{70.68} ^a _{8.10} C _{4.92} ^f _{6.98} ⁿ _{5.95}	70.68	7.19	4.37	6.20	1.36
1 : 1.40	S _{73.73} ^a _{10.53} C _{3.47} ^f _{6.00} ⁿ _{7.13}	73.73	8.14	2.68	4.63	1.16
1 : 1.79	S _{74.32} ^a _{12.01} C _{1.39} ^f _{6.60} ⁿ _{6.06}	74.32	9.24	1.06	5.08	1.19
1 : 1.02	S _{73.21} ^a _{7.95} C ₀ f _{12.05} ⁿ _{7.16}	73.21	7.62	0.00	11.55	1.31
1 : 1.56	S _{74.66} ^a _{11.66} C _{1.92} ^f _{6.42} ⁿ _{5.66}	74.66	8.80	1.45	4.84	1.23
1 : 1.47	S _{75.61} ^a _{10.63} C _{3.04} ^f _{6.28} ⁿ _{6.52}	75.61	7.72	2.20	4.55	1.34
1 : 1.46	S _{72.47} ^a _{11.01} C _{2.65} ^f _{6.34} ⁿ _{6.39}	72.47	9.01	2.16	5.19	1.15
1 : 2.00	S _{75.81} ^a _{12.05} C _{2.63} ^f _{5.32} ⁿ _{6.16}	75.81	8.40	1.84	3.71	1.31
1 : 1.22	S _{72.50} ^a _{10.00} C _{3.58} ^f _{6.42} ⁿ _{6.22}	72.50	8.19	2.93	5.26	1.20
1 : 1.52	S _{74.11} ^a _{9.74} C _{0.03} _{10.23} ⁿ _{6.32}	74.11	8.75	0.03	8.33	1.22

Оставляя вопрос о детальном расчленении во времени разнообразных трещинных излияний до 2-й части настоящей работы, имеющей задачу осветить структуру западного склона, в настоящее время можно высказать следующие предположения. Наиболее сложно и в то же время полно по количеству отдельных эффузий представленным является южный склон вулкана, разрезанный на значительном протяжении мощным каньоном р. Амперт. Изучая последовательно все эффузии, вскрываемые этим каньоном и присоединяя к этому результаты исследования вершинной зоны в районе кратера, можно вулканическую деятельность главного очага, по отношению к южному склону, разделить на два вулканических цикла, проявившиеся каждый в смене последовательных эффузий в направлении от основной андезито-базальтовой до кислой дацитовой лавы.

I цикл выразился в многократном извержении андезито-базальтовой магмы, отдельные порции которой представлены различными андезито-базальтовыми пластами в пираганской части Ампертского каньона, несколько отличаются в свою очередь друг от друга по своей кислотности. Так, более древними являются черные пористые андезито-базальты с коэффициентом кислотности $\alpha = 2.02$, которые сменились мощными излияниями более кислой разности ($\alpha = 2.11$), образовавшими долеритовые по структуре андезито-базальты Пираганского ущелья.

Эти основные излияния сменяются более кислыми андезито-дацитами ($\alpha = 2.75$), своеобразной дериватной разновидностью которых являются пламенного типа туфовые лавы, перекрывающие в районе Пирагана — Инаклю мощную свиту андезито-базальтов. В более верхних горизонтах массива, в районе крепости Амперт, мы видим уже мощные излияния дацитов, из которых здесь построены стены каньона, мощностью около 100 м. Дациты ($\alpha = 2.95—3.00$), представляющие собою целый комплекс, составленный из отдельных излияний кислой магмы, характерны по своей замечательной форме отдельности, представляющей гигантские концентрически-радиальные, скорлуповатые образования, диаметром достигающие 30 м. Следующей фазой I вулканического цикла являются щелочные дациты, обладающие меньшей мощностью по сравнению с дацитами, но дающие ряд характерных разностей. К ним относятся черные смоляно-каменные разности водораздела Архашан — Амперт в районе крепости Амперт, светлосерые лавы, а также розовые трахитообразные щелочные дациты, обнажающиеся в верхних горизонтах левого берега каньона у крепости.

Таким образом, указанный сложный комплекс, составленный из излияний I вулканического цикла, слагал орографически крайне плоский, но обширный по площади развития древний массив Алагеза.

Излияния II цикла начинаются теми мощными андезито-базальтовыми излияниями, которые развиты на правом берегу Амперта выше крепости и которые обладают в периферической своей части своеобразным бугристо-

глыбовым рельефом. Этой же химической природы андезито-базальтовые лавы ($\alpha = 2.02$) выходят в районе кратера, в районе наиболее интенсивной ледниковой эрозии. Таким образом этот слой основной лавы, который прослежен на значительном протяжении от кратера до крепости Амперт явился фундаментом излияний II вулканического цикла. В порядке возрастающей кислотности следующим мощным излиянием была эффузия андезито-дацитового лавы, с коэффициентом кислотности $\alpha = 2.79$, площадь развития которой почти совпадая с предшествующим излиянием, является несколько сокращенной, но мощность вследствие большой вязкости лавы представляется значительной (до 300 м).

Последней фазой этого цикла явилось излияние громадного количества дацитовой, а вслед за последней щелочно-дацитовой магмы ($\alpha = 2.90 - 3.13$), собственно и построившей массив в пределах южного, восточного и западного его склонов. Верхние его горизонты, орографически выраженные радиально вытянутыми хребтами Амपुर-даг, Кара-даг, являются построенными из наиболее кислой дацитовой эффузии.

Нужно отметить, что равномерного разлития всех указанных излияний по всем склонам, очевидно, не было. Наиболее полной вулканологической серией представлены южный и, повидимому, восточный, склоны. Западный склон, повидимому, обладает некоторыми особенностями своего строения. Последние выражаются в том, что некоторые верхние фазы I цикла, а также начальные фазы II цикла, представленные на южном склоне андезито-базальтами, отсутствуют на западном склоне. Это заключение можно сделать на том основании, что туфовые лавы, выраженные в каньоне Амперта полосатыми туфо-лавовыми разностями, „зажатыми“ среди андезито-базальтового комплекса I цикла, являются на значительной площади западного и северозападного склонов обнаженными. В верхних горизонтах своего развития они подходят под нормальные кислые излияния, принадлежащие более молодым циклам и образующие плоско-коническую верхнюю зону вулкана.

Вопрос об излияниях, которые могут быть отнесены к III вулканическому циклу, является менее бесспорным и может быть в результате продолжающегося петрографического исследования, будет уточнен. В настоящее время имеющийся материал позволяет к начальным стадиям этого наиболее молодого цикла отнести те основные излияния, на этот раз, настоящих базальтов, которые мощным потоком перекрыли все предшествующие излияния северозападного склона, в частности туфо-лавовые плато Башкегского района.

К последующей фазе III цикла, повидимому, могут быть отнесены излияния андезитовой магмы, извергшейся на протяжении северовосточного склона в громадном количестве и построившей своими многократными излияниями наиболее высокие зоны вулкана.

Указанные соотношения в отношении изменения химического состава магмы в пределах отдельных вулканических циклов Алагеза представлены на диаграмме, на которой в качестве характерного коэффициента использован коэффициент кислотности. Можно отметить, что магматические типы эффузий последующих вулканических циклов являются более характерными и более нормальными, как бы, „очищенными“, чем аналогичные лавовые излияния II и I циклов. В то время, как основные образования первых приближаются к андезито-базальтам, соответствующая основная эффузия III последнего цикла является уже настоящей базальтовой лавой; точно так же, после того, как представителями средних типов первых двух циклов являются андезито-дациты, господствующей и распространенной породой соответствующей фазы III цикла являются типичные андезиты.

Описанная закономерность в характере последовательных химических изменений магмы, своими эффузиями сформировавшей Алагез, не вполне еще охватывает и объясняет все разнообразие явлений в рассматриваемой области. При детальном изучении всего комплекса мы имеем еще ряд извержений, которые пока не укладываются в эту общую рабочую схему, нарушая ее. К ним нужно отнести имеющие большое значение для строения западного склона туфовые лавы, время извержения которых, если проводить параллелизацию между ампертскими туфо-лавами и соответствующими породами западного склона (Артик — Согутли — Адиаман), вклинивается в те фазы вулканической деятельности, которые характерны по своим основным излияниям.

Точно так же, не вполне выясненным можно считать излияния андезитов, своими потоками покрывающих часть юговосточного склона в районе Пираган — Парби — Такия. Представляя собою по соотношению с террасами Абаран-чая крайне молодые продукты излияния, эти андезитовые лавы являются, возможно, синхроничными с грандиозными излияниями андезитов северовосточного склона (Хаджи-халил — Танагирмаз).

Представляет значительный интерес установить соотношение с рассмотренными фазами деятельности Алагеза, время излияния трещинных образований, играющих столь значительную роль в строении западного склона и образовавших, возможно в несколько приемов, обширный район Молла-гоча — Мастара — Базирхана, занимающий пространство в 170 кв. км, а также Карабурунский район. Лава этих трещинных излияний, являясь по преимуществу дацитовый, указывает на одновременность трещинных излияний западного склона с одной из кислых эруптивных фаз I или II циклов. Возможно предполагать в связи с геологическими условиями залегания этих лав их принадлежность к более поздним формированиям, т. е. к II если не к последнему III циклу.

P. LEBEDEV

DER VULKAN ALAGÖS UND SEINE LAVEN

Zusammenfassung

In vorliegender Arbeit werden für die Lavaergüsse des Alagös, die geologischen Lagerungsverhältnisse, welche sich zeitlich gliedert auf seinen Abhängen entwickelt haben, erörtert. Dabei wird auch der morphologische Charakter der vulkanischen Formationen klargelegt, welcher im Zusammenhang sowohl mit den mannigfaltigen physikalischen Begleitumständen der Eruptionen, als auch ganz besonders mit dem immerwährend wechselnden chemischen Bestande des Magmas mannigfaltige Züge aufweist, welche einerseits für die Effusionsprodukte des zentralen vulkanischen Herdes, andererseits für die von seitlichen Spalten herstammenden Lavaergüsse und auch für die zahlreichen und vielartigen Formationen explosiven Ursprungs bezeichnend und in so hohem Masse für die Zeitpunkte intensivster Tätigkeit des Alagös charakteristisch sind.

Ferner werden hier die Ergebnisse einer systematischen Untersuchung der verschiedenartigen Laven des Massivs vom chemisch-mineralogischen Standpunkte aus erörtert. Dabei wurde in vorliegender Arbeit die Beschreibung, im Interesse des systematischen Charakters, in der Reihenfolge zunehmender Azidität der magmatischen Typen, von den Basalten bis zu den Daciten, geordnet.

In dem hier erforschten vulkanischen Massiv, einem der bedeutendsten innerhalb des Armenischen Hochlandes, finden wir die chemischen Typen des Magmas von Basalten bis auf Daciten nahezu im Bereich der ganzen ihnen eigenen Varietätenreihe vertreten. Da im Laufe gewisser Perioden der vulkanischen Tätigkeit vor dem Eintritt der späteren erheblichen isostatischen Hebungen, die Eruptionen mutmasslich einen submarinen Charakter trugen, so musste die daraus sich ergebende wesentliche Abänderung der Erstarrungsbedingungen das Auftreten unter den petrographischen Typen des Alagös gänzlich neuer Gesteinsarten zur Folge haben, welche durch die mächtige Einwirkung der magmatischen Gase eine radikale physikalische Umwandlung erlitten. Gleichzeitig geschahen auch gewisse Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung infolge von Schwankungen des Gehalts an den am leichtesten diffundierenden Bestandteilen, als welche in erster Linie die Alkalien in Betracht kommen. Zu gleicher Zeit fanden auch protopneumatolytische Prozesse statt. Als Ergebnis dieser komplizierten physikalisch-chemischen Erschei-

nungen, in denen sich die Eigentümlichkeiten der geologischen Bildung abspiegelten, traten die sogenannten Tufflaven zutage, denen ein so bedeutender Platz im Aufbau des Vulkans angehört.

Höchst charakteristisch sind endlich für den Alagös die Bimssteine, mannigfaltig ihrer Genesis nach, deren Lagerstätten auf dem südlichen und dem westlichen Abhange des Massivs sich befinden. Ihre chemisch-petrographische Untersuchung zugleich mit einer Beschreibung der Varietäten von Tufflaven und Tuffen wird in einem speziellen Teil der Arbeit erörtert.

DIE LAVEN

Das basischste Magma, welches in den Grenzen des nordwestlichen Abhanges im Laufe der relativ spätesten Phase der Bildung des Vulkans Ergüsse geliefert hat, ist das basaltische Magma, welches den extremen Typus der basischen Laven darstellt. Diese hellgrauen, bisweilen grauen, gut kristallisierten Laven bieten eine ganze Reihe von räumlich geschiedenen Ergüssen; der Mantaschevsche Cañon (Fluss Karanlych), wenigstens, weist nicht weniger als vier einzelne Effusionsphasen dieses Grundmagmas auf, worunter die Ströme der letzten Phase sich durch die grösste Mächtigkeit auszeichnen. Die einzelnen Ströme weisen gewisse Verschiedenheiten in ihren vier Hauptkomponenten auf: dem basischen Plagioklas, dem monoklinen Pyroxen, dem Olivin und Magnetit und gleichfalls in der Struktur, welche bald rein mikrolithischer, bald mikroophitischer Natur ist, bald der trachytischen näher steht, wobei in letzterem Falle die Mikrolithen sich in fluidalen Teilströmen um eine Reihe von Kristallisationszentren verteilen.

Zu den am Aufbau des Alagösmassivs meistbeteiligten Gesteinsarten gehören auch die andesitbasaltischen Laven, welche ihrerseits eine Reihe von Varietäten aufweisen, bedingt sowohl durch Schwankungen in der Zusammensetzung des Grundmagmas, als auch durch Verschiedenheiten in den physikalisch-chemischen Erstarrungsbedingungen. Da die Effusionen des Alagös-Herdes anscheinend in drei Zyklen eingeteilt werden können, deren jeder seinerseits eine Reihe von vulkanischen Phasen geliefert hat, so ist man veranlasst, innerhalb eines jeden Zyklus seine eigene „andesitbasaltische“ Phase anzunehmen, mit welcher der jeweilige Wiederbeginn der vulkanischen Tätigkeit anbrach.

Im Verlaufe des ersten Zyklus, dessen Produkte mit solcher Klarheit im mittleren Teil des Massivs des Ampert-Cañons zutage treten, gab es zweiermassen verschiedene Ausbrüche des andesitbasaltischen Magmas mit den Aziditätskoeffizienten $\alpha = 2$ u. 2.10.

Zur gleichen Zeit muss auf das Vorhandensein von so mächtigen Lava-decken hingewiesen werden, wie z. B. die Ampert'sche, die bei einer Tiefe von nicht weniger als 40 m ihr eigentümliches Gepräge auf einer Strecke von etwa 20 km von der unmittelbaren Nähe des Kraters bis zur Pira-

gan'schen Strecke des Cañons bewahrt, welche dank ausnehmend günstigen Kristallisationsbedingungen den gut auskristallisierten doleritischen Typus der Ampert'schen Andesitbasalte ergeben haben.

Andrerseits zeichnen sich die am westlichen Abhange des Massivs entwickelten ausgedehnten Ströme von olivinhaltigen Andesitbasalten, zum Teil als Produkte von Spaltenergüssen (Gebiete von Schich-Hadschi und Unter Agdseha-kala) entstanden, durch ihre dunklen Schattierungen aus, welche für die Oberflächeneffusionen des Alagös bezeichnend sind.

Zwecks einer vergleichenden Charakteristik der verschiedenen Typen von andesitbasaltischen und basaltischen Laven, welche als Produkte der Effusionen des basischen Magmas in den verschiedenen vulkanischen Formationszyklen des Alagös zutage traten, wird nachfolgende provisorische Tabelle¹ angeführt, wo die magmatischen Charakteristiken nach Prof. Dr. Fr. Loevinson-Lessing in der voraussätzlichen Reihenfolge der entsprechenden Ausbrüche zyklusweise zusammengebracht sind.

Wenn man die magmatischen Charakteristiken der zu verschiedenen vulkanischen Zyklen des Alagös gehörigen andesitbasaltischen Laven zusammenstellt, so können nur relativ unbedeutende Schwankungen im Bestande des Magmas innerhalb eines jeden Zyklus bemerkt werden, an welche sich gewisse Abänderungen beim Übergang von einem Zyklus zum anderen knüpfen. Die beiden Phasen des ersten Zyklus unterscheiden sich etwas voneinander, was durch eine Änderung des Aziditätskoeffizienten α von 2.02 bis 2.12 zur Geltung kommt.

Von der zweiten Phase des I. Zyklus ab lässt sich ein Anwachsen der Alkalinität beobachten, indem α von 2.12 bis zu den Werten 1.98 (im Durchschnitt) für die Andesitbasalte des II. Zyklus und 1.61 für die basaltischen Laven des letzten Zyklus herabsinkt.

Bei den angeführten Schwankungen ist zu bemerken, dass im Durchschnitt die Zusammensetzung der andesitbasaltischen Laven des Alagös einem Mischungsverhältnis von nahezu einem Teil Basalt auf einen Teil Andesit entspricht und einen für das ganze Massiv ziemlich fest eingehaltenen Typus bietet, welcher eine Aussonderung als eigene genetische Gruppe von effusiven Formationen beanspruchen könnte.

Bei einer Zusammenstellung mit den Diagrammen der Verteilungskurven von Basalten, Andesiten und Daciten nach dem Kieselsäuregehalt so wie auch der Aziditätskoeffizienten, wie sie von Prof. Dr. Fr. Loevinson-Lessing aufgestellt sind,² geraten die Laven des Alagös in die am häufigsten vorkommende Gruppe der Andesitbasalte, für welche der Gehalt an SiO_2 bis

¹ F. J. Loevinson-Lessing. Die Vulkane und Laven des Zentralen Kaukasus (in russ. Sprache). Izv. Sankt-Petersburgskogo Politechn. Inst., Bd. XX, 1913, S. 277.

² F. J. Loevinson-Lessing. Über die Abgrenzung von Basalten und Andesiten (in russ. Sprache). Bull. Com. Géol., 1925, vol. LXIV, № 4, pp. 415 u. 420.

Andesitbasalte

Zyklen	Gebiet des Alagös	Magmatische Formeln			Koeffizienten			SiO ₂ in %
		\overline{RO}	SiO ₂	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β	γ	
I Zyklus	Unterer Horizont des Ampert, № 99	2.16	5.22	5.05	2.02	60.50	1.62	56.05
	Mittlerer Horizont des Ampert, № 114	2.00	5.24	3.75	2.10	57.25	1.75	58.23
	Oberer Lauf des Dalitschaj, № 268	2.06	5.36	3.56	2.12	57.09	1.75	56.95
II Zyklus	Rechtes Ufer des Ampert, № 181	2.11	5.18	4.16	2.02	60.04	1.66	56.27
	Gebiet des Kraters, № 217	1.77	4.59	2.90	1.92	60.35	1.64	55.10
	Schich-Hadji, № 1215	1.94	4.92	3.77	1.99	59.75	1.67	56.30
III Zyklus	Baschkeg-Arichvali, № 404	2.27	4.24	4.84	1.61	77.12	1.29	50.92
	Aiger-Gelj	1.83	3.83	3.80	1.59	—	—	—
Laven des Zentralen Kaukasus	Kadis-Chevi	1.85	4.83	3.90	1.98	—	—	57.36
	Sakohe	1.89	4.48	4.30	1.83	—	—	54.43
	Linkes Ufer der Aragva, den Mlety gegenüber	2.20	4.90	4.10	1.90	—	—	57.00
	1 Tl. Bas. + 1 Tl. And.	2.13	4.90	5.30	1.91	—	—	—

zu 56—57% und α zu 1.91 bis 2.00 angegeben ist. Von den andesitbasaltischen Laven des Zentralen Kaukasus können als einzelnen basischen Lavaergüssen unseres Massivs nächstehend die Laven von Sakohe, Kadis-Chevi und Mlety angeführt werden.

Das Alter der Effusionen auf den Inseln des Ägäischen Meeres kann auch mit der Eruptionszeit des Alagös in Vergleich gebracht werden. Nach Angabe von Ktenas kann im Gebiet des Vulkans Theben in Thessalien eine Zusammengehörigkeit der Reste von Helices, Limnäen, und Hydrobien enthaltenden Lavaergüsse mit pliozänen Ablagerungen konstatiert werden, die zur levantinischen Stufe gerechnet werden können. Die vulkanische Tä-

tigkeit des Vulkans Theben entfiel auf das postlevantinische Alter, wenn nicht anders auf die Quartärzeit.

Ein Vergleich der Basalte des dritten Zyklus des Alagös mit den Laven des Ätna lässt auch eine fast vollkommene Identität feststellen, sowohl in Hinsicht der allgemeinen magmatischen Charakteristik, als auch hinsichtlich des Gehalts an Alkalien. Von den basaltischen Ergüssen verschiedenen Alters des Ätna nähern sich die Basalte des Alagös den pleistozänen Effusionen mehr als den späteren dem historischen Zeitalter gehörigen Laven dieses italienischen Vulkans, welche einen basischeren Typus aufweisen.

Interessant ist auch ein Vergleich der Basalte des Alagös mit denjenigen von Sardinien, welche von Washington erforscht worden sind. Laut Angabe dieses Autors schneiden die Basalte in Form von Dykes die pliozänen Mergel in der Nähe von Ales.

Eine sehr grosse Analogie bieten die Andesitbasalte des Alagös, welche als Ergüsse des zweiten und des ersten Zyklus erscheinen, mit den eigentümlichen Derivaten des entsprechenden Magmas in Italien, welche von Washington als Ciminite und Vulsinite bezeichnet wurden. Der grösste Teil der letzteren einen grösseren Säuregehalt aufweisenden Varietäten kann mit den Andesitdaciten des Alagös verglichen werden. Der mineralogische Bestand der italienischen Laven ist durch das Vorhandensein neben basischem Plagioklas auch von Alkali-Feldspat gekennzeichnet, die farbigen Mineralien werden durch Augit und Olivin mit untergeordnetem Anteil von Magnetit und Apatit vertreten. Bei einem analogen Gehalt an K_2O in den Laven des Armenischen Hochlandes (2.40 bis 2.90%) bleiben die Kalifeldspäte bekanntlich im „potentialen“ Zustande innerhalb der Grundmasse. Freilich, enthalten einige Ciminite einen viel höheren Gehalt an K_2O , welcher, z. B., in den Laven von L'Arso, Insel Ischia, bis 7.65% erreicht.

Die Gesteine der andesitischen Familie, welche bei der Bildung des Vulkans in den letzten Phasen seiner vulkanischen Tätigkeit (wahrscheinlich nur innerhalb des dritten Zyklus) eine bedeutende Rolle gespielt haben, bieten dabei, im Vergleich mit anderen Lavenfamilien (Andesitbasalten und Daciten), verhältnismässig wenig Variationen, besonders was die chemische Zusammensetzung anbelangt. Sie bilden einen für den Alagös ziemlich einförmigen magmatischen Typus.

Mit Bezug auf die Andesite ebenso wie auch auf die unten besprochenen Andesitdacite ist zu bemerken, dass einzelne Effusionsprodukte des andesitischen Magmas, welche sukzessiv sogar innerhalb einer einzelnen Ergussphase ausgeworfen wurden, wie das z. B. am nordöstlichen Abhange (Gebiet Hadschi-Halil) der Fall war, je nach den mehr oder weniger günstigen Kristallisationsbedingungen, bald die dunkelgrauen, teilweise hyalinen Varietäten in der unteren Zone, bald die grauen und hellgrauen Varietäten von Andesitlaven, welche die höheren Horizonte dieses Gebietes bilden, ergaben. Die für den

südlichen Abhang eigentümlichen andesitischen Ströme (Piragan, Takija, Kisily) lieferten infolge ihrer äusserst schnellen Kristallisation charakteristische, nahezu schwarze, kompakte Laven, welche sogar unter dem Mikroskop durch ihre schwarze amorphe Basis auffallen.

Die in der mittleren Zone des Alagös am stärksten vertretene Varietät des Andesits in Form von oberflächlichen Strömen und Decken, besteht, wie schon oben erwähnt, aus einem schwarzen, seltener dunkelgrauen Gesteine, welches einzelne Strecken in Form einer ununterbrochenen Decke überdeckt, häufiger aber in der Gestalt einer charakteristischen Blocklava in Form von einzelnen Kegeln, Gipfeln u. s. w. auftritt.

Von anderen Vulkangebieten bieten Interesse in Bezug einer Zusammenstellung mit den Andesiten des Alagös wieder dieselben Gebiete, welche mit dem Alagös auch bei der Beschreibung von anderen petrographischen Typen des Armenischen Hochlandes verglichen werden: d. i. der Archipelag des Ägäischen Meeres und die italienischen Vulkangebiete. Unter den ersteren ist die Inselgruppe von Milos zu erwähnen, welche von Sonder studiert wurde und bei der Beschreibung des Dacittypus der Alagöslaven ausführlich erörtert wird.

Aus der Familie der Andesite werden vom Verfasser auf den Milos-Inseln die Hypersthenaugitandesite und die Plagioklasandesite hervorgehoben, welche von Sonder in eine Gruppe von Dioritvulkaniten vereinigt worden sind. Diese Laven gehören zur dritten eruptiven Phase, und die ultrabasischen Varietäten stellen auch die jüngsten von der ganzen Serie dar. Ebenso wie in den Andesiten des Alagös, entfällt hier die Rolle von Einsprenglingen dem Augit, dem Hypersthen und den Plagioklasen, als welche letztere hier der Andesin-Labrador oder der Labrador-Bytownit auftritt. Interessant für die Zusammenstellung ist es, dass die sauren Varietäten der Laven von Milos unter ihren Pyroxenbestandteilen mehr Hypersthen enthalten, als Augit, welche letzterer vorzugsweise den basischen Laven angehört.

Gemäss der Beschreibung von Washington kann man mit den Andesiten des Alagös auch die entsprechenden Laven der Insel Sardinien in Vergleich bringen. Die Andesite des Monte Arci weisen zwei Gefügetypen auf: einen holokristallinen mit ophitischem Gefüge und einen vitrophyrischen. Der pyroxenische Gemengteil besteht in diesem Gebiete wie auch anderwärts aus Hypersthen und Augit, deren quantitatives Verhältnis von Typus zu Typus variiert (der vitrophyrische Typus enthält wenig Augit).

Die andesitdacitischen Laven sind in dem Massiv durch eine Reihe von Varietäten vertreten, in denen sich die physikalischen Eigentümlichkeiten der Erstarrungsbedingungen der Lavaströme widerspiegeln. Nach den Wechselbeziehungen der kristallinen Komponenten zur amorphen Basis

innerhalb der Grundmasse, welche oft als bräunliches eisenhaltiges Glas auftritt, ergeben sich hier bald dunkle, nahezu schwarze Varietäten, welche z. B. für die Deckenpartieen des südlichen Abhanges am rechten Ufer des Archaschan bezeichnend sind, bald dunkelgraue Laven, welche die eigenartige Gegend der Ortschaften Aligotschak — Basch-Abaran charakterisieren, bald endlich die kristallinen hellgrauen, kompakte Andesitdacite der Gipfelzone, welche auch den charakteristischen Typus von Gelj-siarat ergeben haben. Hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung sind die unten beschriebenen Varietäten des andesitdacitischen Magmas beinahe identisch.

Bei der Beschreibung der Andesite des Alagös wird klargestellt, dass der für den Kaukasus charakteristische dacitische Zweig der Andesitfamilie, d. i. die Andesitdaciten, im Massiv des Alagös ebenso wie in den Lavaströmen und Vulkanen des Zentralen Kaukasus stark vertreten ist. Angesichts der Mannigfaltigkeit der verschiedenen Varietäten des in unserem Massiv vorhandenen andesitdacitischen Magmas wird in Tab. 2 eine Zusammenstellung von deren magmatischen Charakteristiken parallel mit analogen Lavenformeln des Hauptrückens des Kaukasus gegeben.

Tabelle 2

	Varietäten	Typus	Magmatische Formeln			Koeffizienten			SiO ₂ in %
			\overline{RO}	SiO ₂	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β	γ	
Alagös	Schwarz		2.56	7.71	1.93	2.79	46.17	2.16	61.96
	Dunkelgrau	Basch-Abaran	1.72	5.94	1.99	2.51	45.79	2.18	61.26
	Hellgrau	Gelj-siarat	1.69	5.75	2.15	2.45	76.78	2.14	62.06
	Grau	Gipfelzone	1.55	5.81	1.96	2.55	43.89	2.28	62.44
Zentraler Kaukasus	Andesitische Lava aus Balkarien (Berg Tscheget-Dzhorr)		1.67	5.95	2.18	2.54	45.00	2.22	62.50
	Kasbek'scher Typus der Andesite		1.49	5.82	2.23	2.59	42.80	2.33	63.23
	Lava von Tschcheri		1.60	5.90	2.30	2.52	—	—	63.61
	Tschatscha-Gletscher		1.70	5.50	2.10	2.34	—	—	60.96

Die oben angeführte Zusammenstellung der magmatischen Charakteristiken deutet auf eine Verbreitung der andesitischen Laven des andesitdacitischen Zweiges sowohl in den Lavaergüssen des Hauptrückens, als auch

in den Laven des armenischen Hochlandes. In Bezug auf den Alagös muss nicht nur auf die ziemlich bedeutende Anzahl von einzelnen Varietäten der Andesitdacite hingewiesen werden, sondern auch auf die quantitative Beteiligung dieser Laven am Aufbau des ganzen Massivs.

Aus dem Vergleich der Andesitdacite des Alagös mit den Laven des Zentralen Kaukasus, insbesondere mit den von Prof. Beljankin abgeleiteten durchschnittlichen Beständen der Kasbek'schen Andesite lässt sich eine vollständige Analogie zwischen beiden Gruppen feststellen, welche an Identität grenzt. Augenscheinlich ist hinsichtlich der Anwendung des Begriffs von Andesiten auf die Kasbek'schen Laven die Andesitfamilie im weiten Sinne dieses Wortes zu verstehen. Desgleichen ist es auch für die Laven Balkariens (Laven des Tscheget-Dzhorr).

Bei dem Vergleich des hier betrachteten alagösischen oder überhaupt des kaukasischen Laventypus mit den Laven Italiens, insbesondere des Streifens Bolsena — Vesuv ist hervorzuheben, dass gewisse vulkanische Gesteine, von H. S. Washington Vulsinite genannt, dem betreffenden kaukasischen Laventypus ziemlich nahe sind. Hierher wären die Laven von Torre Alfina und von San-Lorenzo zu rechnen.

Innerhalb der Dacitfamilie der Laven des Alagös sind nicht nur solche Varietäten zu beobachten, deren Unterschiede, durch die Beziehungen zwischen den Gefügekomponenten der Grundmasse bedingt, ihre Färbung beeinflussen (helle und dunkle Varietäten), sondern auch verschiedene Abarten, bedingt durch Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung des Dacitmagmas. Je nach der Zugehörigkeit der dacitischen Ergüsse zu den älteren Phasen der vulkanischen Tätigkeit des Alagös oder aber zu den späteren lässt sich eine Einteilung der dacitischen Laven in einen kaukasischen Dacittypus mit dem Verhältnis $RO:R_2O$ annähernd=1, zu welchem die gewaltigen Effusionen des Ampert-Cañons gehören, und einen mehr normalen Dacittypus mit der Verhältniszahl $RO:R_2O=1.5$, welche die Dacitlaven der Gipfelzone bis auf den westlichen und den südwestlichen Gipfel charakterisiert, andeuten.

In Hinsicht des quantitativen Verhältnisses der am Aufbau dieses ganzen vulkanischen Massivs beteiligten Laven gehört den Laven beider Typen der Dacitfamilie eine der bedeutendsten Stellen neben den verschiedenartigen Derivaten des andesitbasaltischen Magmas.

Bei der Zusammenstellung der alagösischen Dacite mit den entsprechenden sauren Laven des Zentralen Kaukasus, die Laven des Elbrus und des Kasbek miteingerechnet, ist zu ersehen, dass bei einer beträchtlichen Analogie in der Zusammensetzung der sauren Effusionen des Armenischen Hochlandes und des Kaukasischen Hauptrückens, sowohl in dem einen wie in dem anderen Gebiete zwei Abarten speziell ausgesondert werden dürfen. Der ersten

können die Dacite zugeordnet werden, bei denen das Verhältnis $RO:R_2O$ nahezu = 1 beträgt, was von Prof. Dr. Fr. Loevinson-Lessing für eine spezifische Eigentümlichkeit des kaukasischen Dacittypus erachtet wird. Zu dieser Gruppe können von den Laven des Alagös nachstehende gerechnet werden: die Dacite des südlichen Abhanges, welche das Massiv in dessen mittlerer Zone aufbauen und zu den Eruptionsprodukten des Vulkans in seinem ersten vulkanischen Zyklus gehören dürften und gleichfalls das Lava-plateau am westlichen Abhange, auf welchem die Weideplätze der Zone von Schirvanzhuk — Artik gelegen sind.

Für den zweiten Dacittypus ist schon ein Überwiegen von RO über R_2O bezeichnend, deren Verhältniszahl zwischen 1.35 bis 1.50 schwankt, was eben der Charakteristik der normalen Dacite entspricht. Zu diesem zweiten Dacittypus dürfen die Dacitergüsse der Gipfelzone des Alagös gerechnet werden, welche wahrscheinlich Produkte seiner vulkanischen Tätigkeit während des zweiten Zyklus darstellen. Bezeichnend ist es, dass zu diesem normalen Dacittypus die Laven sowohl des westlichen und des südwestlichen Gipfels, als auch des ganzen Kraterbereichs (oberer Horizont des Gipfels von 1695 Sash. Höhe) gehören.

Beim Vergleiche der Dacite des Alagös mit solchen aus anderen Vulkangebieten tritt eine wesentliche Ähnlichkeit zwischen dem chemischen Bestande der Dacite des Alagös und ihrem Mineralbestande einerseits und dem Charakter der entsprechenden Laven von gewissen vulkanischen Herden des Ägäischen Meeres andererseits zutage.

Bei der Beschreibung der einzelnen petrographischen Typen der Laven des Alagös wurde deren charakteristische Eigentümlichkeit hervorgehoben, bestehend in der Anwesenheit einer erheblichen Menge von Alkalien, insbesondere von K_2O , das öfters mineralogisch nicht zutage tritt, welcher Umstand sie in gewissem Masse vom normalen Typus der entsprechenden Laven abweichen lässt, während die sauren Varietäten dem trachytischen Typus näher kommen.

Mit besonderer Schärfe äussert sich das an den Tufflaven-Varietäten, welche gemäss ihrer magmatischen Beschaffenheit zu den Trachytdaciten gerechnet werden können (z. B., der Artik-Typus der Tufflaven).

Dieselbe Eigentümlichkeit tritt mit aller Schärfe beim Vergleiche der Dacite des Alagös mit den Laven Italiens hervor, z. B. mit den vulkanischen Formationen der Strecke Bolsena — Vesuv, in denen Washington eine trachydoleritische Serie unterscheidet. Als saure Derivate dieser Serie treten die Toskanite auf, deren einzelne Analysen mit solchen der armenischen Hochlandsdaciten bis zur Identität ähnliche Resultate ergaben. Der mineralogische Bestand der Toskanite ergibt sich wie folgt: Alkali-Feldspat, Plagioklas von veränderlicher Zusammensetzung im Bereiche zwischen Andesin bis zu Labrador. An farbigen Mineralien ist als den Laven des Alagös analog Augit

oder Diopsid, auch Hypersthen zu verzeichnen, welcher Augit nebst Biotit vertreten kann. Häufig tritt auch Quarz auf und bezeichnend ist es auch, dass gleichzeitig olivinhaltige Gesteinsarten auftreten.

TUFFE UND TUFFLAVEN

Ein höchst wesentlicher Anteil am Aufbau der peripherischen Zone des Alagös, so wie auch an der Struktur der angrenzenden Gebiete des armenischen Hochlandes, gehört den schwarzen Tuffen an, welche in ihren oberen Horizonten rote Varietäten mit Übergängen zu schwarzen Varietäten aufweisen.

Charakteristisch ist die Lagerung dieser schwarzen Tuffe in Form von horizontalen Decken, welche nicht nur die niedrigeren Regionen des Alagösmassivs, sondern auch einzelne Täler in den angrenzenden Vorgebirgen des Pambakrückens einnehmen.

In einzelnen Regionen finden sich Aufschlüsse, welche auf die zwischen den verschiedenen Varietäten bestehenden Beziehungen hinweisen. So, z. B., stellt der im Gebiete der Station Ani auf den peripherischen Effusionen des Alagös lagernde Tuffkomplex die nachstehende Reihenfolge seiner Varietäten in vertikaler Richtung (von oben nach unten) vor. Eine zu oberst gelegene Schicht von roter Färbung, bis zu 30 cm Mächtigkeit, darunter ein Tuffhorizont ebenfalls von roter Färbung (75 cm), eine grössere Anzahl von schwarzen Einschlüssen enthaltend; ferner wiegen in tiefer gelegenen Horizonten schwarze linsenartige Gebilde derselben Tuffvarietät vor, die Färbung der Lavamasse geht aus rot in rotbraun über und verwandelt sich endlich in dunkelgrau bis nahezu schwarz.

In den dunkelgrauen Horizonten sind anfangs neben schwarzen pechsteinartigen Einschlüssen auch rote Linsen anzutreffen, mit dem Übergange zu den unteren Horizonten jedoch treten ausschliesslich schwärzliche Schattierungen zutage. Alle diese Varietäten sind mit intratellurischen Formationen von Plagioklasen, z. T. von Pyroxenen auch mit Lapilli-Einschlüssen überfüllt, ferner werden noch zahlreiche Einschlüsse von gelbem kompakten Bimsstein beobachtet.

Bei analogem chemischen Bestand von schwarzen und roten Tuffen einer und derselben Lagerung lässt sich im schwarzen Tuff ein grösserer Gehalt an Alkalien, als in der roten Varietät (8.16% gegen 7.29%) verzeichnen. Dem Charakter der Färbung der Tuffvarietäten entspricht auch der Gehalt an Eisenoxyd und Eisenoxydul, d. i. in der roten Varietät tritt das Eisen vorwiegend in der Form von Oxyd auf, während der schwarze Tuff nahezu gleiche Quantitäten von Eisenoxyd und Eisenoxydul enthält.

Was die Karbonate anbetrifft, so sind selbige, wie oben erwähnt, auch makroskopisch in den oberen Horizonten der Tuffkomplexe wahrzunehmen.

Es wäre von Interesse des weiteren eine Analogie zwischen den schwarzgrauen Tuffen des Leninakan-Typus des armenischen Hochlandes, einerseits, und den Tuffbildungen der Phlegräischen Felder Italiens andererseits aufzustellen. Die sogenannten tufo campano sind in Unteritalien weit verbreitet. Hier kann sowohl hinsichtlich der geologischen Lagerungsverhältnisse dieser Tuffe, als auch deren mineralogischer und chemischer Zusammensetzung eine grosse Ähnlichkeit festgestellt werden. Auf Grund der Untersuchungen von Scacchi, Oppenheim und Deecke befindet sich der grösste Teil der einzelnen Lagerungen des tufo campano (tufo grigio) auf einem weiten nach Westen und dem Tyrrhenischen Meere zu sich öffnenden Bogen, dessen Mittelpunkt ungefähr in der Umgebung von Neapel zu liegen käme. Während die äussere Zone dieses Bogens sich leicht ihrer ganzen Länge nach verfolgen lässt, ist auf dessen innerer Seite zwischen Cannello und Sarno eine Unterbrechung zu verzeichnen, welche sich von der Campanischen Ebene bis zu den Apenninen erstreckt. Dieses ist das Verbreitungsgebiet des gelben Tuffes (tufo giallo), welcher in einer Reihe von Regionen den grauen Tuff der Campagna überdeckt. Charakteristisch ist auch der Umstand, dass die Tuffe der Campagna und der Phlegräischen Felder, ebenso wie die Tuffbildungen von Armenien die Täler und niedriger gelegenen Teile des älteren Reliefs ausfüllen, ganze Regionen nivellierend und ältere vulkanische Formationen oder Sedimentgesteine des Mesozoikums und des Tertiärs überlagernd.

In die Gruppe der mannigfachen Tuff- und Tufflavenformationen gelber Färbung gehören wie die eigentlichen Tuffe, so auch die oberen Horizonte von Tufflavenkomplexen, die in leichte grellgelbe Varietäten verwandelt sind. Manchmal sind diese zwei Haupttypen genetisch voneinander scharf abge sondert, in anderen Fällen dagegen lassen sich zwischen ihnen verschiedene Übergänge beobachten.

Zum ersten Typus der eigentlichen Tuffe müssen z. B. die grellgelben Tuffe mit etwas orangefarbiger Schattierung vom Inaklugebiete gerechnet werden mit ihrer ungeheuren Menge von Einsprenglingen gefritteter Lava und ebenfalls die gelblichroten kompakten Tuffe des Koschgebietes mit bräunlichen Partien und scharfkantigen Einschlüssen von Andesitlaven. Verhältnismässig häufig anzutreffen sind auf dem Alagös auch leichte gelbe Tufflaven, welche fast immer durch allmähliche Übergänge mit den tiefer liegenden roten Horizonten derselben Tufflavendecke verbunden sind.

Unter dem Mikroskop betrachtet, stellen sich die gelben Varietäten, welche zu eigenartigen Tufflaven gerechnet werden können, als eine eintönige hellgelbe Glasmasse in Form von verzweigten, schäumig-faserigen Bildungen vor; stellenweise sind auch rötlichbraune Häufungen von Eisenoxyden zu beobachten.

Häufig treten in der Mikrostruktur Ströme einer schäumig-porösen Masse, welche ein fluidal angeordnetes Bimssteinmaterial darstellt, auf. Die tiefer

lagernden Horizonte von rötlichen Tufflaven gewähren denselben Gefügetypus von gelbem maschig-faserigen Glase, aber in noch schärfer ausgesprochener Weise zu einem gestreift-schäumigen Gebilde verbunden.

Die Effusionszeit der italienischen gelben Tuffe ist nach den Forschungen von de Lorenzo auf die zweite Periode der vulkanischen Tätigkeit der zahlreichen vulkanischen Zentren Italiens zurückzuführen und zwar sind diese Bildungen von submarinem Charakter. Auf diese Periode folgte dann eine Erhebung des Gebietes der Phlegräischen Felder über das Meeresniveau, aber noch heutzutage befindet sich bloß ein Teil der vulkanischen Zentren, welche die gelben Tuffe gebildet haben, über dem Meeresniveau, während der andere Teil nur stellenweise aus dem Wasser emporragt, so z. B. Miseno, Nisida.

Tufflaven, welche zu eigentümlichen Tufflavenbildungen von „geflamtem“ Typus vereinigt werden können, nehmen einen bestimmten stratigraphischen Horizont in den die vulkanischen Geschichte des Alagös darstellenden Ablagerungen ein, einer bestimmten Phase seiner vulkanischen Tätigkeit entsprechend und nach den physikalisch-chemischen Verhältnissen ihres Auftretens scharf voneinander abstehehd.

Die Höhenzone des südlichen Abhanges, welcher die Tufflaven dieses Typus angehören, kann in die Grenzen der Höhen von 1.200 bis 2.000 m eingeschlossen werden.

Dieser Typus ist durch schwarzrote Flammenlaven mit Überwiegen der roten Tufflaven-Grundmasse gekennzeichnet, über welche die schwarzen Reste in Form von bald spitzwinkligen Flächen bald von parallelen Streifen sich verteilen. Andere Varietäten stellen dem Aussehen nach „Einschlüsse“ bandförmig-fluidal verteilter Streifen einer schwarzglänzenden Obsidiansubstanz in ziegelroter, etwas poröser Tufflava dar.

Die von verschiedenen Autoren zur Erklärung der Unterschiede in der Färbung der schwarzen und roten Flächenteile angeführten Daten betreffend Übergang von Eisenoxydul in Eisenoxyd sind in Tab. 3 mit den entsprechenden Daten für den Alagös zusammengestellt.

Die angeführten Daten zeugen von einer beträchtlichen Konstanz der chemischen Verhältniszahlen, insbesondere trägt der Gehalt an Eisenoxydul in den schwarzen und roten Lavenvarietäten einen konstanten Charakter.

Eine grosse Ähnlichkeit sowohl in morphologischer, als auch in chemisch-mineralogischer Hinsicht weisen die Tufflaven des geflammten Typus mit den Abarten der italienischen Piperno-Laven auf, welche von L. v. Buch „Flammenlaven“ genannt worden sind und welche schon von einer Reihe älterer Forscher zu den eigentlichen Laven gerechnet wurden, wie von L. v. Buch, Scacchi, Roth, Breislak, Freda, Kalkovsky u. a. m.

Eine ausgedehnte Beteiligung am Aufbau des Alagös, wie das im ersten Teil unserer Arbeit beschrieben wird, gehört im Bereich einer bestimmten

Tabelle 3

Färbung . . .	Zentraler Kaukasus		A r m e n i e n					
			Irind		Alagös		Leninakan- Plateau	
	Schwarz	Rot	Schwarz	Rot	Schwarz	Rot	Schwarz	Rot
FeO	1.68	0.78	1.70	0.68	1.60	0.68	1.85	0.71
Fe ₂ O ₃	1.25	2.22	—	3.10	2.22	2.46	2.29	3.60

Autoren: Fr. Loevinson-Lessing

G. Abich

P. Gambarjan

P. Lebedev

Höhenzone der eigentümlichen Abart von Tufflaven, als deren typischer Vertreter die sogenannte Artik-Tufflava auftritt, die durch einen vollauf bestimmten Komplex von physikalischen und mechanischen Eigenschaften gekennzeichnet ist.

Nahezu in allen ihren Verbreitungsregionen ist sie untrennbar genetisch mit einer rotfarbenen kompakten sie deckenartig überlagernden Abart verbunden, welche manchmal als Ergebnis einer selbständigen Effusion neuer Mengen von saurer Lava über der schon geformten Tufflavendecke des Artik-Typus angesprochen wurde. Das ist die sogenannte rote Decke der Artik-Lava, welche ab und zu auf bedeutenden Strecken denudiert ist und augenscheinlich bestimmten Erstarrungsbedingungen des Oberflächenhorizonts des einheitlichen Deckenmassivs entspricht. Letzteres enthält in seinen tieferen Horizonten den durch Einwirkung magmatischer Gase am stärksten metamorphisierten Teil der Gesteinsmasse, welcher die erwähnten violettgrauen und rosenfarbenen Varietäten des Artik-Typus aufweist. Diese Lava stellt sich als eine violett-ashfarbene oder rosenfarben-violette poröse leichte Gesteinsart dar, bald durchaus homogene, bald grobporöse bimssteinartige Einschlüsse von grauen Schattierungen enthaltend. Die Verteilung der bimssteinartigen Flächenteile ist bald gleichmässig innerhalb der ganzen Gesteinsmasse, bald lässt sich deren Aussonderung in Form von Streifen beobachten, wie das bei der Tufflavenschicht der unteren Horizonte des Ampert-Cañons der Fall ist.

Um die Abhängigkeit des veränderlichen physikalischen Bestandes der Tufflaven von den Lagerungsverhältnissen jeweiligen Horizonts innerhalb des ganzen umgewandelten Lavenkomplexes zu deuten, wurde eine Reihe von physikalischen Grössen, als: spezifisches und Volumengewicht, Koeffizient der Wasserabsorption und Prozent von Porosität an Handstücken bestimmt,

welche aus verschiedenen Tiefen einem künstlichen Querschnitt der Tufflavendecken in Artik entnommen wurden. Diese Data werden in Zusammenstellung mit der sich abändernden Färbung nachfolgend in Tab. 4 angeführt.

Tabelle 4

Nr. der Handstücke	Lagerstätte	Tiefe in m	Färbung der Tufflava	Gewicht d. trock. Probe in g.	Volumen	Spezifisch. Gewicht	Volum.-Gew.	Koeff. der Wasserabsorption	Prozent voller Porosität
782	Artik	1.5	Fleischrot	67.14	45.0	2.52	1.49	27.27	40.71
785	"	2.5	Rosenfarben-violett	25.75	24.0	2.52	1.08	53.15	57.44
789	"	3.5	Idem, etwas lichtstärker	25.14	23.5	2.73	1.07	56.87	60.74
793	"	4.5	" " "	34.29	32.0	2.90	1.01	58.79	63.07
796	"	5.5	Violettgrau	37.42	40.5	2.54	0.92	68.94	63.70
800	"	6.5	Hellgrau	46.66	58.0	1.54	0.82	55.25	46.08
804	"	8.0	Dunkelgrau, fast schwarz	57.74	26.3	2.50	2.19	5.03	12.37
1040	Dorf Saryndscha	—	Violett	42.77	24.5	2.90	1.74	22.75	39.71

Die verhältnismässig nahestehenden chemischen Bestände der in den verschiedenen Gebieten des südlichen und des westlichen Abhanges des Alägos entwickelten Tufflaven, so wie auch die gleichartigen Lagerungsverhältnisse der entsprechenden Effusionen gestatten uns, die Tufflaven der angegebenen Höhenzonen des Vulkans als Produkte einer bestimmten Tätigkeitsphase des Vulkans zu betrachten, welche durch eigenartige geologische Verhältnisse der Lavenbildung gekennzeichnet wurde. Möglich ist es auch, dass die Variationen zwischen den Daciten und deren alkalischen Abarten als Folgen sekundärer Differenzierungserscheinungen auftreten.

Es ist von Interesse mit der chemischen Zusammensetzung der Tufflaven des Artik-Typus, deren bezeichnende Färbungsskala, welche in Grenzen von violetten und rosagrauen Tönen schwankt, in Parallele zu bringen. Bei einer erheblichen Veränderlichkeit in dieser Hinsicht ist den Tufflaven des Alägos immerhin doch eine bestimmte charakteristische Durchschnittsfärbung eigen. Interessant ist es hiermit die Färbung der italienischen Tufflaven zu vergleichen, welche vorwiegend Variationen innerhalb der grauen Töne aufweist (s. Tab. 5).

Violette und graue Töne der Tufflaven

	A l a g ö s				I t a l i e n			
	F a r b e							
	Viol.	Viol.	Viol.	Kirschrotviolett	Hellgrau	Grau	Grau	Dunkelgrau
	L a g e r s t ä t t e							
Adiaman	Schimiran	Artik						
Fe ₂ O ₃	4.48	3.49	3.95	2.97	0.75	0.92	1.06	1.44
FeO	1.28	0.35	—	0.90	4.30	4.05	4.18	3.90
Totale Menge d. Fe Oxyde	5.76	3.84	3.95	3.87	5.05	4.97	5.24	5.24
MnO	0.09	0.07	0.46	0.37	—	—	—	—
H ₂ O _{-110°}	0.48	0.40	0.13	0.06	}	—	0.43	2.38
H ₂ O _{+110°}	0.62	0.32	0.34	0.29				

Wenn man die Färbung der Tufflaven mit der Verteilung der Eisenoxyde im Gestein in Verbindung bringt, ohne dem Einfluss der Manganoxyde und der Einwirkung der physikalischen Faktoren Rechnung zu tragen, so lässt die Zusammenstellung der armenischen und italienischen Laven bemerken, dass bei ungefähr gleich grossem Gehalt an Eisenoxyden für die beiden Gebiete, für die violetten Laven des Alagös ein Überwiegen von Fe₂O₃ bezeichnend ist, während die grauen Tufflaven Italiens einen erheblichen Gehalt an FeO bei herabgesetzter Beteiligung von Fe₂O₃ aufweisen. Dieser Unterschied lässt sich mit ziemlicher Schärfe am ganzen Material verfolgen. Hinsichtlich des Gehalts an Alkalien kann man einen gewissen Unterschied konstatieren, welcher dadurch bedingt wird dass das in den Alagösgesteinen ziemlich stark vertretene Kaliumoxyd (4 bis 5%) in den Laven der italienischen Vulkangebiete noch bedeutender ist, bis zu 6 bis 8% (tufo grigio fiano); zur gleichen Zeit ist Natriumoxyd in den letztgenannten Laven in etwas geringerem Gehalt, von 2 bis 3%, anstatt der 4 bis 5%, welche für die Laven Armeniens bezeichnend sind, enthalten.

Ehe wir an eine Aufklärung der Analogie in der Genesis der Tuff- und Tufflavenbildungen des Alagös mit den entsprechenden Gesteinen anderer Gebiete schreiten, ist es notwendig das Verhältnis zwischen den verschiedenen genetischen Formationen des Alagös selber, insbesondere zwischen den

peripherischen Tuffen des Leninakan-Typus und den Tufflaven des Artik-Typus hervorzuheben. Einige Gebiete, wo man Formationen beider Typen in unmittelbarer Nachbarschaft beobachten kann, erlauben uns die Wahrscheinlichkeit gleichzeitiger Formierung einerseits des Komplexes der schwarzroten Tuffe, welche durch Zementierung des vom Hauptkrater des Alagös und vielleicht auch der von anderen gleichzeitig tätigen Eruptionsapparaten des armenischen Hochlandes (z. B. Aladscha am westlichen Abhänge) ausgeworfenen lockeren Materials entstanden sind und andererseits der äusserst beweglichen Effusion desselben an sauren Bestandteilen, reichen Magmas, welches die eigentümlichen Tufflaven ergeben hat, zuzuschreiben. Ein solches Gebiet stellt an der Peripherie des Alagös z. B. die Gegend des Dorfes Bekand (Parni) dar, wo der schwarze Tuff mit den ihn überdeckenden Horizonten von rotem Tuff allem Anschein nach die terminalen Teile des Stromes der Artik'schen Tufflaven allmählich ersetzt.

Ähnlich gestaltet sich das Verhältnis zwischen den entsprechenden Formationen der Phlegräischen Felder, wo der graue Tuff (Piperno-Tuff nach Ansicht von de Lorenzo) den eigentlichen Piperno, eine Lavenart, ersetzt. Gegenwärtig kann man die Vielartigkeit der eruptiven Tätigkeit des Vulkan Alagös in eine Reihe von Stadien gliedern, unter denen man die besonders charakteristischen Bildungen von Tuffen und Tufflaven zeitlich verteilen kann. Zu den frühesten Kundgebungen der effusiven Tätigkeit (erste Periode) gehört die Phase der Formation von Tufflaven des Artik-Typus und die gleichzeitige Bildung auf der dem peripherischen Gebiet des Vulkans angrenzenden ausgedehnten Ebene von schwarzen und roten Tuffen des Leninakan-Typus.

Abgesondert durch die Eruptionsperiode des andesitbasaltischen Magmas, welche die tieferen Teile des gewaltigen Cañons der Ampert-Schlucht ergeben hat, erscheint die zweite Formationsperiode der Tufflaven von „geflamtem“ Typus, welche erhebliche Strecken des südlichen Abhanges (Gebiet Kosch—Awan, Piragan—Inaklu u. a. m.) überdecken. Diese Tufflaven können der zweiten Periode zugezählt werden.

Zuletzt, nach recht komplizierten Effusionen von Laven von verschiedener Azidität, konstatieren wir eine erneute Verstärkung der explosiven Tätigkeit des Vulkans, welche von der Bildung selbständiger parasitären Eruptionsstellen begleitet wurde, in deren Verteilung eine bestimmte Gesetzmässigkeit sich beobachten lässt. Zu dieser Periode (III) kann die Bildung der Bimssteinlagerungen und der vulkanischen Sande der Bergkegel von Berglü, Klein Bogutlu, Kisyl-Ljagam u. a. m. gerechnet werden. Auf solche Weise, um nur von der Reihenfolge der intensivsten Kundgebungen der explosiven Tätigkeit des Alagös zu reden, ohne selbige auf bestimmte vulkanische Zyklen zu beziehen, können nachfolgende Phasen festgestellt werden, welche von der Bildung von Tuffen, Tufflaven, Bimsstein und anderen lockeren vulkanischen Produkten begleitet wurden.

Perioden	Effusive Tätigkeit	Produkte der explosiven Tätigkeit
I	Tufflaven des Artik-Typus	Schwarze und schwarzrote Laven des Leninakan-Typus
II	Schwarzrote „geflamte“ Tufflaven (Flammenlaven)	Gelbe Tuffe und Übergangsvarietäten
III	Effusionen von Dacitlava	Bimssteine, vulkanische Sande u. a. m.

Die Frage über die Phasen innerhalb der gesamten Reihenfolge der eruptiven Kundgebungen der Vulkane, welche eben erörterte an aloge eigentümliche petrographische Varietäten geliefert haben, stehen im Zusammenhang mit einer Aufklärung der Ursachen, weshalb diese Phasen besonders reich an Gasbestandteilen sind und späterhin von ruhigeren Phasen mit normaler Effusion des Lavenmaterials abgelöst werden.

Welche Faktoren physikalisch-chemischen Charakters den betrachteten Erscheinungen auch zu Grunde liegen mögen, es bleibt jedenfalls in Bezug auf den Alagös festgestellt, das sich bestimmte Phasen seiner vulkanischen Tätigkeit in ganz besonderem Masse einerseits durch ihren Reichtum an gasförmigen Bestandteilen und andererseits durch die Energie der Explosionserscheinungen auszeichneten; diese beiden Faktoren jedoch, wenn sie auch über das Vorhandensein innerhalb des Massivs bedeutender Mengen sowohl von Tuffvarietäten, als auch von petrographischen Formationen lockeren Charakters (Bimssteine, vulkanische Sande u. a. m.) Aufschluss geben dürften, können immerhin nicht in befriedigender Weise die genetischen Eigentümlichkeiten der Tufflaven des Alagös, besonders der Varietäten des Artik-Typus, erklären. Auf jeden Fall unterliegt es keinem Zweifel, dass hier, ausser der Energie der physikalischen Prozesse und auch dem relativen Gehalt an leicht beweglichen Komponenten noch die geologischen Verhältnisse, welche bestimmten vulkanischen Phasen entsprechen, zu berücksichtigen wären. In Anbetracht dessen, dass die entsprechenden Formationen anderer Gebiete mit den submarinen Effusionsverhältnissen zu vergleichen sind, ist es notwendig auch in Bezug auf den Alagös die geologischen Bedingungen zu erläutern, welche es ermöglichten, die das Massiv in einem Bogen umspannende Entwicklungszone der Tufflaven für eine bei submariner Eruptionstätigkeit gebildete Zone zu halten. Diese letzteren Verhältnisse hätten dazu geführt, die Intensität der Umwandlung der basischen Lava in eine Tufflavenvarietät durch Verstärkung der physikalischen Einwirkung der gewaltsam im Magma zurückgehaltenen Gase und Wasserdämpfe zu steigern. Diesem Standpunkte gemäss

erschien die Genesis der dem Piperno analogen Tufflaven des Artik-Typus als eine Funktion nicht nur der besonderen mit flüchtigen Komponenten angeereicherten Phase, sondern auch der submarinen Formationsbedingungen dieser ungemain beweglichen Effusion.

BIMSSTEINE

Die Untersuchung der verschiedenartigen Bimssteine, welche in den verschiedenen Lagerstätten des Alagös vorkommen, gibt uns Aufklärung über die physikalisch-chemischen Verhältnisse, welche die Explosionsphasen der Tätigkeit des Vulkans und seiner parasitären vulkanischen Apparate charakterisierten.

Dabei darf jedoch die chemisch-petrographische Untersuchung der Bimssteinvarietäten von einem chemisch-mineralogischen Studium anderer petrographischen Bildungen nicht getrennt werden, welche als Produkte derjenigen Stadien der vulkanischen Tätigkeit auftreten, in denen die magmatischen Gase, insbesondere die Wasserdämpfe, eine erhebliche Rolle gespielt haben. Zu solchen Bildungen müssen einerseits Pechsteinlaven, Tufflaven und deren Tuffe gerechnet werden, und andererseits ebenfalls vulkanische Aschen, Sande, Lapilli und vulkanische Gase. Es steht fest, dass diese gelegentlich in ihrer physikalischen Beschaffenheit variierenden vulkanischen Produkte entweder einzelne Momente des explosiven Stadiums der Tätigkeit wiederspiegeln, oder der Mannigfaltigkeit der Erstarrungsprozesse der vulkanischen Laven sowohl im Krater als auch während der Ergussperiode entsprechen. In dieser Hin-

Tabelle 7

Fundort	Färbung des Bimssteins	n	SiO ₂	H ₂ O	Typus des Magma
Berglü	Weiss	1.521	—	—	—
"	Gelb	1.525	61.28	5.51	Dacit
Bogutlu	Weiss	1.517	62.98	3.24	"
Takija	"	1.514	64.61	5.75	Liparitdacit
Mahmudzhuk	"	1.516	67.23	3.04	"
"	Gelb	1.517	66.57	—	"
Kapanak	Weiss	1.502	72.26	4.98	Liparit
Aligotschak	Grau	1.526	—	—	—
Westlicher Gipfel	"	1.502	—	—	—

sicht bieten einzelne Lagerstätten des Alagösmassivs ein grosses Interesse mit Rücksicht auf die verschiedenartigen genetischen Beziehungen, in denen einerseits die Bimssteinvarietäten, andererseits die Tuff- und Pechsteinlaven, so wie lockere Produkte zueinander stehen.

Zwecks Klarlegung der Beziehungen zwischen dem chemischen Bestande der vulkanischen Gläser, wie es die Bimssteine sind, und deren optischen Konstanten wurde von M. Bölsterli eine Bestimmung der Brechungsindizes sämtlicher Bimssteins-Varietäten der erforschten Lagerstätten des Alagös ausgeführt. Die Ergebnisse sind in Tab. 7 zusammengestellt.

Die Brechungsindizes der verschiedenen Bimssteine des Alagös, geben uns die Möglichkeit bei graphischer Darstellung (s. Abb. 48, S. 338 des russischen Textes) ihrer Abhängigkeit vom chemischen Bestande der Glasmasse nachstehende Folgerungen zu ziehen.

Die Bimssteine der Lagerungen des Alagös, bei einem Gehalt von 61 bis 72% an SiO_2 , ergeben für die Brechungsindizes Werte zwischen 1.526 und 1.502. Wenn jedoch der Kapanak-Bimsstein, dessen Genesis nicht für ganz aufgeklärt gelten darf, nicht mitgerechnet wird, so schwanken die Bimssteine des Alagös ihren Brechungsindizes nach innerhalb 1.526 bis 1.514.

Tabelle 8

	Berglü	Bogutlu	Takija	Mahmudzhuk		Kapanak
				Weiss	Gelb	
SiO_2	61.28	62.98	64.61	67.23	66.57	72.26
TiO_2	0.88	0.96	0.65	—	—	—
Al_2O_3	17.77	15.38	15.32	15.72	16.36	13.13
Fe_2O_3	3.06	2.21	2.12	} 2.78	2.73	0.97
FeO	0.51	2.08	1.33			
MnO	0.08	0.07	0.07	—	—	—
MgO	0.85	1.57	0.79	0.67	0.75	0.29
CaO	1.72	3.12	1.53	2.20	2.62	1.72
Na_2O	3.68	4.34	3.99	5.85	—	—
K_2O	4.50	3.92	3.48	3.03	—	—
$\text{H}_2\text{O}_{-110^\circ}$	1.04	0.64	0.92	} 3.04	—	4.98
$\text{H}_2\text{O}_{+110^\circ}$	4.57	2.60	4.83			
Summen	100.07	99.87	99.63	100.52	—	—

Für den weissen Berglū-Bimsstein kann der Gehalt an SiO_2 auf Grund der Bestimmung von n gegen 62.25% angenommen werden, und für den Ambarlin-Bimsstein (Aligotschak) ist der magmatische Typus ziemlich basisch mit einem Gehalt von ca. 61%, was augenscheinlich dem genetischen Typus der Bimssteine entspricht, welcher für die höhergelegenen Zonen des Vulkans charakteristisch ist.

Oben, bei der Beschreibung der Bimssteine der einzelnen Lagerstätten wurden Analysen der von uns untersuchten Bimssteinvarietäten angeführt. Es ist von Interesse selbige sowie die Analysen aus anderen Lagerstätten des Gebietes, welche uns von der Verwaltung des „Ani-Bimsstein“-Konzerns übermittlelt wurden und deren physikalische Beschaffenheit und Gefüge von uns studiert worden sind, einander gegenüberzustellen. Diese Daten sind in Tab. 8 zusammengestellt.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Wie aus dem beschreibenden Teile ersichtlich, besitzen wir unter den verschiedenzeitig auf den Abhängen des Alagös stattgefundenen Lavaergüssen Vertreter nahezu sämtlicher magmatischen Typen, sowie auch Übergangsvarianten zwischen denselben. Zwecks Klarlegung der Gesetzmässigkeiten im chemischen Regime des Magmas, welches diese Effusionen auf dem Alagös ergeben hat, sind in Tab. 9 die durchschnittlichen Bestände der zu den verschiedenen vulkanischen Typen gehörenden Laven des Alagös angeführt.

Nach Feststellung der zwischen den wesentlichen den Alagös aufbauenden Laven bestehenden Beziehungen ist es von Interesse, die Ergebnisse der chemischen Analyse zur Erläuterung der zwischen ihnen möglicherweise vorhandenen genetischen Verhältnisse zu verwenden. Zu diesem Zweck sind die mittleren Bestände der Alagöslaven in Koeffizienten nach Niggli — Si, alk, c, fm und al — umgerechnet (Tab. 10).

Der Charakter der Differentiationskurven des Alagös (s. Abb. 51, S. 347 des russischen Textes) wenn mit analog konstruierten Diagrammen zur Charakteristik anderer Vulkangebiete verglichen, bietet die meisten Ähnlichkeitspunkte mit den Diagrammen der mediterranen Provinzen. Fast identisch im Aufbau erscheinen die entsprechenden Kurven der norditalienischen Provinz nach Niggli. Als Unterschied ist bloss eine beträchtliche Verschiebung in der Richtung höherer Alkalinität dem Umstande zu verdanken, dass hier die Daten der chemischen Analyse bloss in den Grenzen der Andesitenfamilie verwertet wurden.

Hinsichtlich der Zeitfolge der effusiven Kundgebungen des Alagös dürfen heutzutage nachfolgende Voraussetzungen geäussert werden. Von allen Gebieten ist am kompliziertesten und gleichzeitig am vollständigsten der Anzahl der einzelnen Effusionen nach der südliche Abhang des Vulkans

Tabelle 9

	Andesit- basalte	Andesite	Andesit- dacite	Dacite	Alkali-Dacit
	Gewichtsprozent e				
SiO ₂	55.35	59.17	61.69	64.17	66.42
TiO ₂	1.14	0.95	0.82	0.79	0.88
Al ₂ O ₃	17.07	16.50	15.49	15.13	15.29
Fe ₂ O ₃	3.02	2.15	2.54	2.88	2.08
FeO	4.42	4.15	3.71	2.32	2.02
MnO	0.09	0.08	0.11	0.07	0.07
MgO	4.89	3.56	2.49	1.65	0.90
CaO	7.26	6.10	4.78	3.49	2.20
BaO	—	—	—	0.07	Spuren
Na ₂ O	3.25	3.61	4.12	4.42	4.86
K ₂ O	2.36	2.61	3.32	3.88	4.75
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0.10
H ₂ O _{-110°}	0.50	0.35	0.17	0.12	0.23
H ₂ O _{+110°}	0.65	0.77	0.76	1.01	0.20
Summen	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Anzahl der angestellten Analysen	8	3	5	11	6

vertreten, welcher auf eine erhebliche Ausdehnung durch den mächtigen Cañon des Ampert durchbrochen ist. Wenn man der Folge nach sämtliche in diesem Cañon aufgedeckten Effusionen studiert, und daran die Ergebnisse der Untersuchung der Gipfelzone im Kratergebiet knüpft, so lässt sich die vulkanische Tätigkeit des zentralen Herdes, in ihrer Beziehung zum südlichen Abhänge, in zwei vulkanische Zyklen teilen. Jeder Zyklus findet seinen Ausdruck in einer Reihe von aufeinander folgender Ergüssen mit basischen andesitbasaltischen beginnend und bis zu saurer dacitischen Lava ansteigend.

Der I. Zyklus äusserte sich in wiederholten Effusionen des andesitbasaltischen Magmas, dessen einzelne Ergüsse durch verschiedene andesitbasalti-

Koeffizienten nach Niggli

	Andesit- basalte	Andesite	Andesit- dacite	Dacite	Alkalidacit
Si	154.16	185.09	220.09	245.69	279.00
alk	12.98	16.21	21.86	25.97	32.63
al	28.05	30.45	32.59	34.17	37.89
fm	37.23	32.82	27.22	25.40	19.55
c	21.74	20.52	18.33	14.46	9.93

sche Schichten in dem Piragan'schen Teile des Ampert-Cañons vertreten sind und innerhalb ihrer Serie sich voneinander durch den Aziditätsgrad unterscheiden. So treten als die ältesten die schwarzen porösen Andesitbasalte mit einem Aziditätskoeffizienten $\alpha=2.02$ auf, darauf folgen mächtige Ergüsse von saurerer Varietät ($\alpha=2.11$), welche die ihrer Struktur nach doleritischen Andesitbasalte der bezeichneten Schlucht bildeten.

Diese basischen Ergüsse werden von stark sauren Andesitdaciten ($\alpha=2.75$) abgelöst, als deren eigenartige Varietät die Tufflaven des geflammt Typus betrachtet werden können, welche im Gebiet Piragan — Inaklu die mächtige Reihenfolge der Andesitbasalte überdecken. In den höheren Horizonten dieses Massivs, im Gebiete der Festung Ampert, sehen wir schon mächtige Ergüsse von Daciten, aus denen hier die Wände des Cañons aufgebaut sind bis zu einer Tiefe von 100 m. Die Dacite ($\alpha=2.95-3.00$), welche einen ganzen Komplex von einzelnen Ergüssen des sauren Magmas darstellen, zeichnen sich durch ihre eigentümliche Form aus, welche eine Anzahl von riesengrossen, konzentrisch-radialen, schalenartigen Gebilden von bis zu 30 m Durchmesser darstellt. Die nächstfolgende Phase des I. vulkanischen Zyklus bilden die Alkali-Dacite, welche im Vergleich mit den Daciten eine geringere Mächtigkeit aufweisen, aber eine Reihe von bezeichnenden Varietäten liefern.

Hierher gehören die schwarzen Pechstein-Varietäten der Arhaschan-Ampert'schen Wasserscheide im Gebiete der Festung Ampert, lichtgraue Laven, sowie rosafarbene trachytartige Alkali-Dacite, welche in den oberen Horizonten des linken Cañon-Abhanges nahe bei der Festung aufgeschlossen sind.

Auf solche Weise bildet der erwähnte, aus Ergüssen des ersten Zyklus bestehende vulkanische Komplex, das orographisch äusserst flache, aber weit ausgebreitete alte Massiv des Alagös.

Die Produkte des II. Zyklus beginnen mit jenen mächtigen andesitbasaltischen Ergüssen, welche am rechten Ufer des Ampert oberhalb der

Festung sich ausdehnen und in ihrem peripherischen Teile ein eigentümliches hügelig-schollenhaftes Relief aufweisen. Andesitbasaltische Laven von demselben chemischen Bestande ($\alpha = 2.02$) treten im Bereiche des Kraters, einem Gebiete intensivster glazialer Erosion auf.

So steht es fest, dass diese basische Lavendecke, welche auf eine bedeutende Strecke vom Krater bis zur Festung Ampert verfolgt wurde, die Grundlage der Ergüsse des II. vulkanischen Zyklus darstellt. In der Reihenfolge zunehmender Azidität erscheint an nächster Stelle die Effusion andesitdacitischer Lava mit dem Aziditätskoeffizienten $\alpha = 2.79$, deren Ausdehnungsfläche, mit dem vorhergehenden Ergüsse beinahe zusammenfallend, ein wenig kürzer ist, deren Mächtigkeit aber infolge der grösseren Viskosität der Lava eine bedeutende Grösse erreicht (bis zu 300 m).

Als die letzte Phase dieses Zyklus erscheint die Effusion einer gewaltigen Menge von dacitischem, und darauf gefolgt alkali-dacitischem Magma ($\alpha = 2.90 - 3.13$), welche eigentlich das Massiv in den Grenzen des südlichen, des westlichen und des östlichen Abhanges aufgebaut hat.

So ergibt es sich, dass die vielfach wiederholten Ergüsse im Laufe der genannten beiden vulkanischen Zyklen, vom Ende des Pliozän ab allmählich diesen Vulkan, einen der bedeutendsten des ganzen armenischen Hochlandes, aufgebaut haben.

Die Frage über die Ergüsse, welche zum III. vulkanischen Zyklus gerechnet werden müssen, ist weniger unstrittig und dürfte als Ergebnis der noch fortdauernden petrographischen Forschungen eine weitere Erklärung finden. Gegenwärtig erlaubt uns das vorhandene Material zu den Anfangsstadien dieses jüngsten Zyklus diejenigen basischen Effusionen, d. h. die eigentlichen Basalte zu rechnen, welche in einem mächtigen Strome sämtliche vorhergehende Ergüsse des Abhanges, insbesondere die Tufflavenplateaus des Baschkegebietes überdeckt haben.

Zur nachfolgenden Phase des III. Zyklus können anscheinend diejenigen Ergüsse des Andesitmagmas gerechnet werden, welche dem nordöstlichen Abhange in gewaltigen Massen entströmten und durch wiederholte Effusionen die zuoberst gelegenen Zonen des Vulkans aufgebaut haben.

Die dargelegte Gesetzmässigkeit im Charakter der sukzessiven chemischen Abänderungen des Magmas, aus dessen Effusionen der Alagös entstanden ist, genügt noch nicht, um alle die mannigfaltigen Erscheinungen im betrachteten Gebiet vollauf zu umfassen. Bei eingehendem Studium des ganzen Erscheinungskomplexes konstatieren wir noch eine Reihe von Eruptionen, welche sich einstweilen in dieses allgemeine provisorische Schema nicht einfügen lassen. Dazu gehören die für den Aufbau des westlichen Abhanges massgebenden Tufflaven, in deren Eruptionszeit, wenn man die Ampert'schen Tufflaven und die entsprechenden Gesteinsarten des westlichen Abhanges (Artik—Sugutli—Adiaman) zueinander in Parallele bringt, sich die nach ihren

basischen Ergüssen charakterisierten Phasen der vulkanischen Tätigkeit fallen. Ebenso wenig kann man die Andesitergüsse, welche mit ihren Strömen einen Teil des südöstlichen Abhanges im Gebiet Piragan — Parbi — Takija überdecken, für ganz aufgeklärt halten. Diese Andesitlaven, welche nach ihrem Verhältnis zu den Terrassen des Abarantschai sehr rezente Effusionsprodukte darstellen, könnten möglicherweise demselben Alter wie die grossartigen andesitischen Effusionen des nordöstlichen Abhanges (Hadschi-Halil — Tanagirmas) angehören.

Es ist von erheblichem Interesse, mit den betrachteten Phasen der Tätigkeit des Alagös die Effusionszeit der Spaltenbildungen in Beziehung zu bringen, welche eine so bedeutende Rolle im Aufbau des westlichen Abhanges gespielt haben und möglicherweise in mehreren Eruptionen das ausgedehnte Gebiet von Molla-Goktscha — Mastara — Basirchana auf einer Ausdehnung von 270 km² bildeten, so wie das Gebiet von Kara-burun. Die Lava dieser Spaltenergüsse, von vorwiegend dacitischem Charakter, deutet auf eine Gleichzeitigkeit der Spaltenergüsse des westlichen Abhanges mit einer der sauren eruptiven Phasen des I. oder II. Zyklus. Auf Grund der geologischen Lagerungsverhältnisse dieser Laven darf man ihre Zugehörigkeit zu den späteren Formationen, d. i. zum II. wenn nicht zum letzten III. Zyklus voraussetzen.

5891