

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Յ. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան,
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլու-
խանովա, Թ. Շ. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբ-
ագրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Հ. Մ.
Վանցյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան (պատ. քարտու-
ղար), Ս. Մ. Այվազյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ТЕКТОНИКА

С. К. АРЗУМАНЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИКЕ ЕРЕВАНСКОГО
СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА

Ереванский соленосный бассейн протягивается с юго-запада на северо-восток и прослеживается от района сс. Норагавит и Аргаванд до района с. Фонтан и юго-западных берегов оз. Севан, а с востока на запад прослеживается на территории, расположенной между сс. Джрвеж и Аштарак.

Возраст соленосных пород Ереванского района определяется как средне-верхнемиоценовый.

Вопросы геологического строения района освещены достаточно детально [1, 2]. Однако, тектоническое строение этого района, вследствие широкого развития базальтовых покровов, оставалось далеко не уточненным. Поэтому, до последнего времени, представления о тектоническом строении основывались, главным образом, на экстраполяции и интерполяции данных соседних обнаженных районов.

В последнее 10-летие в пределах Ереванского соленосного бассейна, в частности Канакер-Егвардского плато, пробурено большое количество скважин, давших ценнейший геологический материал, уточняющий тектоническое строение соленосного бассейна.

Ранее предполагалось, что структуры Канакер-Егвардского плато представляют нормальные антиклинали, имеющие северо-восточное простирание, протягивающиеся параллельно Шорахбюрской антиклинали, обнажающейся к востоку от гор. Еревана. В строении последней принимают участие породы эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, собранные в асимметричную антиклинальную складку с крутопадающим северо-западным крылом. В пределах Ереванского соленосного бассейна, в частности в районе Канакер-Егвардского плато, образования эоценового, олигоценового и нижнемиоценового возраста дислоцированы слабо, и углы падения этих пород составляют 7—10—12—15°. При этом они падают моноклинально с юга на север.

На фоне этой моноклинали образования эоцена, олигоцена и нижнего миоцена очень слабо дислоцированы и образуют очень пологие антиклинали и синклинали, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток параллельно Шорахбюрской антиклинали. Выше по разрезу залегают соленосно-гипсоносные образования, которые связаны с нижележащей пестроцветной толщей постепенным переходом.

По падению моноклинали установлено увеличение мощности камен-

ной соли. Так, например, если в районе с. Норагавит, расположенном на приподнятой части моноклинали, мощность соли составляет 20—40 м, то в районе сс. Элар и Арамус, расположенных в зоне ее погружения, мощность соли превышает 1000 м.

Проведенные исследования показывают, что севернее Приереванского глубинного разлома до обрыва Ереванского амфитеатра, разделяющего Араратскую низменность от Канакер-Егвардского плато, соленосные породы имеют также моноклинальное падение с юга на север, а уже севернее последнего установлено наличие соляных структур.

Как видно из прилагаемой карты (фиг. 1), структуры, осложненные соляной тектоникой приурочены к зонам больших мощностей соленосных



Фиг. 1.

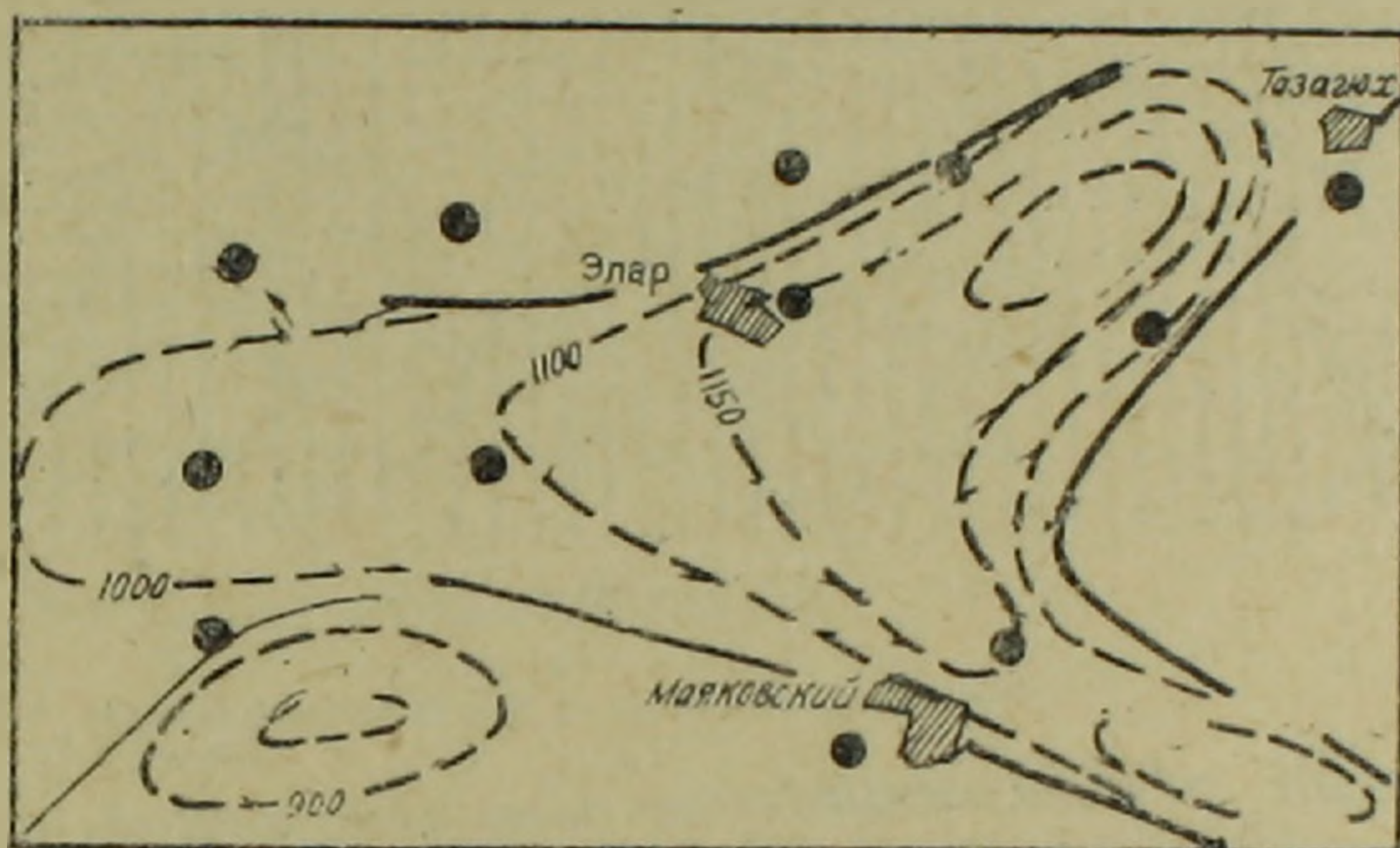
образований, что свидетельствует о решающем значении мощности соли в образовании солевых структур. Среди основных солевых структур наиболее хорошо изучены: Эларская, Разданская, Аванская, Арамусская, Кирза-Зейтунская и соответствующие им компенсационные депрессии или синклинали.

Эларская соляная антиклиналь расположена в пределах с. Элар и имеет своеобразное строение. Она в своей западной части имеет широтное простираие с некоторым смещением оси на северо-восток. Ее северо-во-

сточная переклиналъ разветвляется на две части — северную и южную. Северная часть протягивается в северо-восточном направлении в сторону с. Таза-гюх, а южная — в сторону с. Арамус (фиг. 2).

В геологическом строении Эларской соляной антиклинали принимают участие отложения среднего и верхнего миоцена, а также покровные базальты плиоценового и постплиоценового возрастов (фиг. 3). Длина западной, неосложненной части структуры составляет 4 км, а ширина 1 км. Длина Тазагюхского ответвления достигает 1,5 км, а ширина 1 км. Предполагаемая длина восточного ответвления составляет 1,5 км, а ширина 1 км.

Схематическая структурная карта Эларской соляной антиклинали



Условные обозначения

— Горизонталы кровли соли
— Нарушения
● Пробуренные скважины

Фиг. 2

В приосевой части, описываемой соляной антиклинали, принимают участие отложения среднего миоцена. Кроме того, здесь участвуют и лавы плиоцен-постплиоценового возрастов.

В синклиналиях принимают участие как средневерхнемиоценовые образования, так и лавовые покровы. Следует отметить, что в синклиналиях наблюдается увеличение мощностей, как верхнемиоценовых, так и плиоцен-постплиоценовых образований.

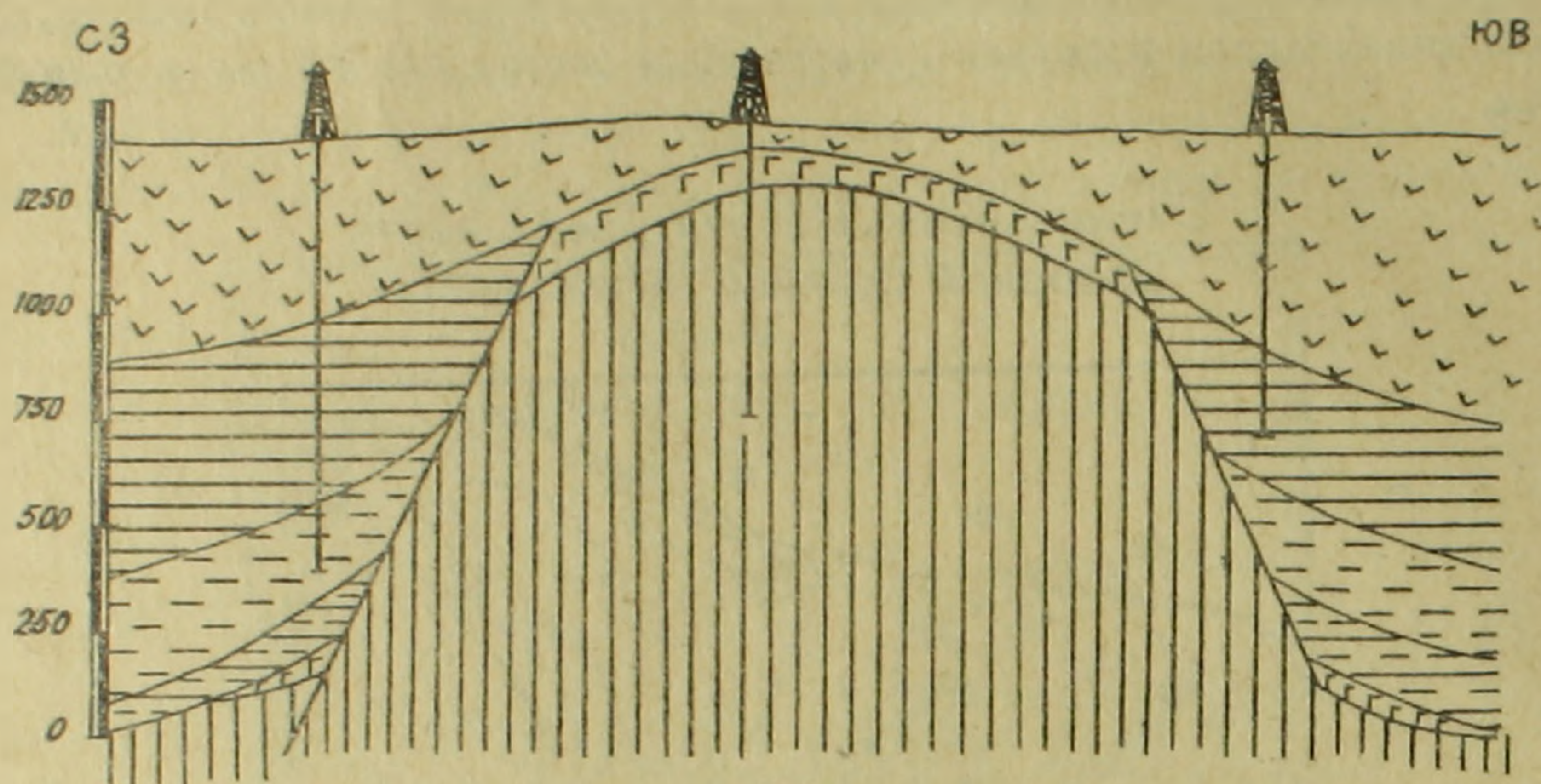
Юго-западная часть описываемой структуры представляет собой нормальную соляную антиклиналь с некоторой ассиметричностью, где породы юго-восточного крыла падают под углом $25-35^\circ$, а северо-западного крыла — $15-25^\circ$.

Здесь мощность базальтового покрова в сводовой части составляет 70 метров, а в крыльях мощность его достигает 450 метров. Породы верхнего миоцена на сводовой части структуры отсутствуют, они принимают участие только в строении крыльев, где углы падения пластов составляют $20-35^\circ$.

Среднемиоценовые породы (гипсоносно-соленосная толща) принима-

ют участие в строении приосевой части структуры. Они перемяты и раздроблены, углы падения пород 1—5—10—60—80°. Перемятость и такое ненормальное залегание пластов свидетельствуют о внедрении соли.

Схематический геологический разрез Эларской соляной антиклинали



Условные обозначения

- | | |
|--|---|
| | Верхнеплиоценовые и постплиоценовые лавы |
| | В. миоцен. Мактровый горизонт — глины и известняки. |
| | Ср. миоцен. Анадонтовый горизонт — песчаники и глины |
| | В. миоцен. Рыбный горизонт — глины с прослойками горючих сланцев. |
| | Ср. миоцен. Гипсоносный горизонт. |
| | Ср. миоцен. — Соленосный горизонт. |
| | нарушения. |

Фиг. 3.

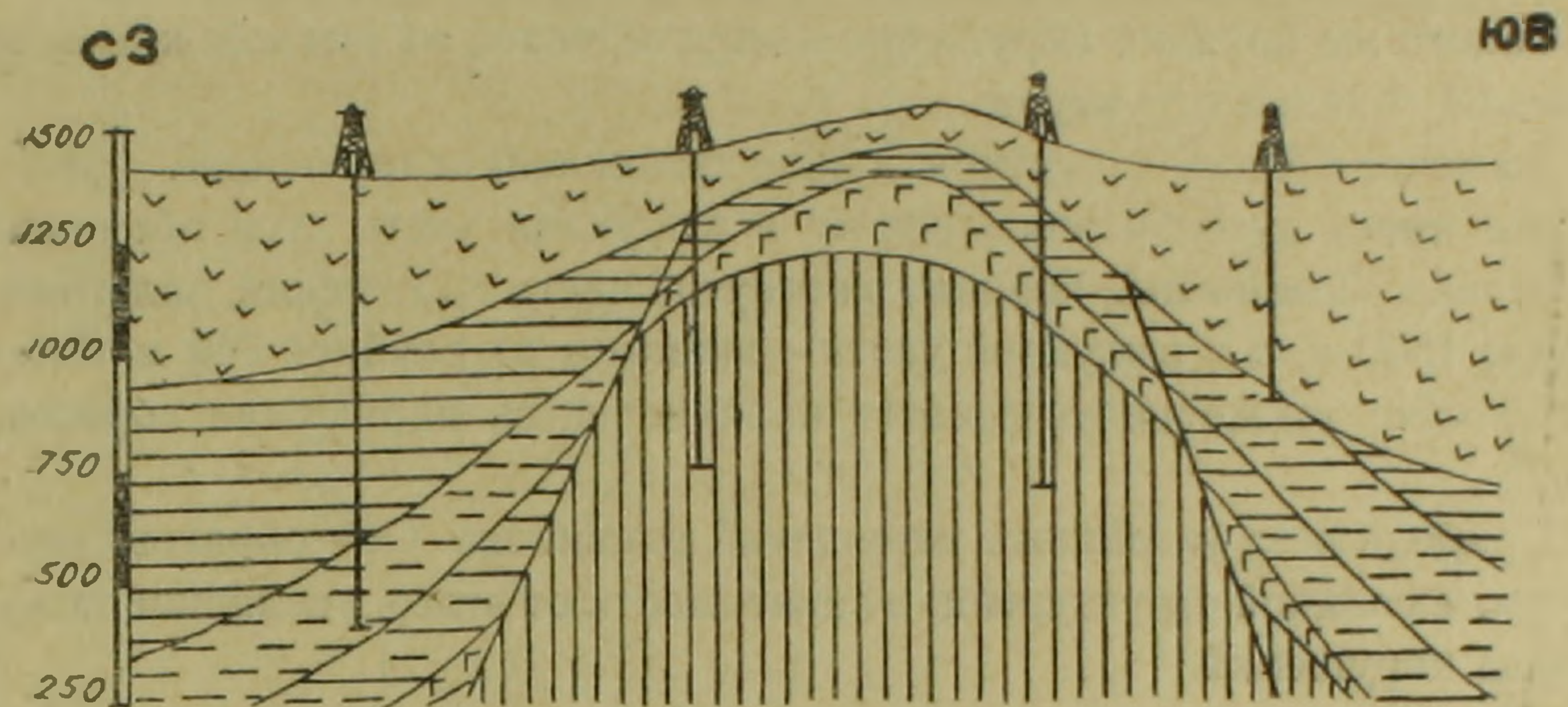
Как мы уже отметили, северо-восточная периклиналь структуры разветвляется на следующие две части: северную — Тазагюхскую и южную — Восточношагапскую.

Северное или Тазагюхское ответвление имеет строго северо-восточное простирание. В его строении принимают участие также образования среднего и верхнего миоцена и лавовые покровы плиоцена и постплиоцена (фиг. 4).

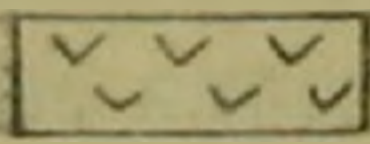
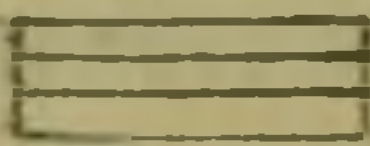
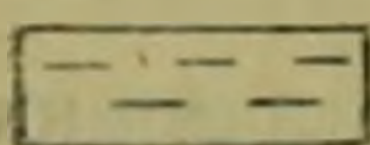
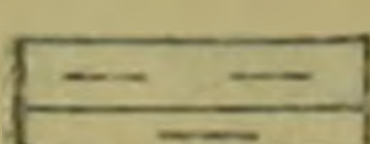
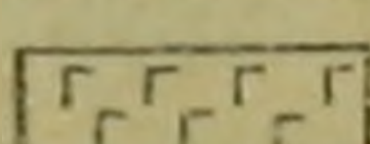
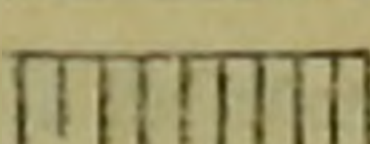
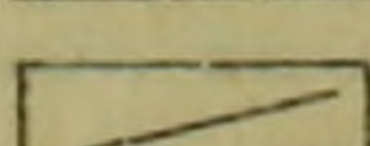
Следует отметить, что горизонт гипсоносных глин среднего миоцена здесь представлен перемятым и раздробленным гипсом и ангидритом, свойственным «кепрокам» типичных соляных структур. Кроме того, соле-

носные образования также сильно перемяты с углами падения пород 1—10—40—70—80°. Если в пределах этого ответвления каменная соль залегают на глубине 250—300 м, то на соседних участках, в строении прогнутых участков участвуют породы всех горизонтов верхнего миоцена и они залегают на глубине 1500 м.

Геологический разрез северо-восточного шипа Эларской соляной антиклинали



Условные обозначения

-  Верхнемиоценовые и постмиоценовые лавы.
-  В. миоцен. Мактровый горизонт - глины и известняки.
-  В. миоцен. Анфоновский горизонт - песчаники и глины.
-  В. миоцен. Рыбный горизонт - глины с прослоями горючих сланцев.
-  Ср. миоцен Гилсоносный горизонт.
-  Ср. миоцен. Соленосный горизонт.
-  Нарушения.

Фиг. 4.

На основании приведенных данных можно отметить, что Тазагюхское ответвление, которое хорошо выражено в рельефе в виде возвышенности, представляет собой соляной шип.

Эларская соляная антиклиналь осложнена дизъюнктивными нарушениями. Эти нарушения осложняют крылья (фиг. 2, 3, 4). Нарушение северного крыла протягивается от железнодорожной ст. Элар в северо-восточном направлении и проходит через с. Элар; дальше оно протягивается в северо-восточном направлении и затухает западнее с. Тазагюх. В поднятой части структуры, в пределах с. Элар образования соленосной толщи залегают на глубине 210—250 м, а в синклинальной части пробуренная скважина № 106 на глубине 1000 м не вышла из пород анодон-

тового горизонта. При сопоставлении разрезов этих участков видно, что в приосевой части структуры наблюдается уменьшение мощности лавовых потоков и полное выпадение из разреза отложений верхнего миоцена.

Таким образом, на расстоянии 700—800 м имеется разница в мощностях образования более чем на 1000 м. Такую разницу мощностей можно объяснить только наличием дизъюнктивного нарушения сбросового типа. Сброшенной частью является северо-западный участок. Кроме того, в пределах, нарушенной сбросом зоны, породы падают под углом 70—85°. Все эти данные свидетельствуют о наличии дизъюнктивного нарушения.

Такого же порядка нарушение констатировано на южном крыле описываемой соляной структуры.

Восточная часть структуры также осложнена нарушением (фиг. 2), которое имеет дугообразную форму и выпуклая часть дуги обращена к юго-западу. Соленосные породы, в вогнутой части нарушения, залегают на глубине 1500 м, а в выпуклой части—залегают на глубине 240 м. Это обстоятельство также подтверждает наличие здесь нарушения сбросового типа.

Природа всех указанных нарушений одинакова. Они образовались за счет роста соляной структуры и, в зависимости от этого, увеличивалась амплитуда нарушений.

Однако не всегда нарушения способствуют росту соляных структур. Временами отдельные нарушения направляют и создают новые структуры. К числу таких нарушений относится дугообразный сброс, осложняющий восточную переклиналъ Эларской соляной структуры, разделяя ее на две части, которые в дальнейшем развивались самостоятельно за счет протыкания солью (фиг. 2).

Интересно отметить, что Эларская соляная структура, за исключением участка пересечения ее р. Гедар, четко вырисовывается в рельефе (фиг. 2). Это обстоятельство также подтверждает наличие соляных структур, рост которых продолжается и в настоящее время.

Кроме того, следует подчеркнуть, что скважины, пробуренные на приподнятых участках рельефа, вскрывают залежи каменной соли на незначительных глубинах, а в пониженных участках, наоборот, они залегают на больших глубинах.

Из таблицы видно, что в приподнятых участках рельефа каменная соль залегает на небольших глубинах (250—300 м), а в пониженных участках на глубине 1500 м. Это обстоятельство еще более подтверждает наличие соляных структур, рост которых продолжается и в настоящее время.

Разданская антиклиналь расположена юго-западнее Эларской. Выходы осадочных пород в ущелье р. Раздан известны с давних пор. Эти образования дислоцированы и собраны в антиклинальную складку, а в литературе она была известна как Разданская.

Проведенные работы несколько изменили наши представления об этой структуре. В настоящее время установлено, что она представляет собой соляную антиклиналь.

Для наглядности приводится нижеследующая таблица

№№ п/п	№№ скважин	Альтитуда устья скважины	Глубина забоя скважины	Глубина вскрытия каменной соли	Примечание
-----------	---------------	--------------------------------	------------------------------	---	------------

Арамусская площадь

1	1	1560	800	240	
2	3	1420	600	не вскрыли	
3	4	1440	549		
4	5	1480	475	316 м	
5	54	1540	625	230	
6	53	1460	385	не вскрыли	

Эларская площадь

1	106	1410	1000	не вскрыли	
2	109	1430	819	325	
3	112	1460	670	270	
4	41	1440	675	260	
5	2 рас.	1440	700	270	
6	105	1430	800	290	
7	104	1380	1225	480	
8	2	1420	654	не вскрыли	

В геологическом строении Разданской соляной антиклинали принимают участие те же образования, что и в Эларской (фиг. 5). Однако следует отметить, что породы анодонтового горизонта верхнемиоценового возраста обнаружены лишь в северо-восточной периклинальной части структуры, а в юго-западной части эти образования отсутствуют.

Длина описываемой структуры достигает 6 км, а ширина — 1,5—2 км. По данным скважин установлено, что описываемая структура осложнена соляной тектоникой (фиг. 5). Действительно, в сводовой части структуры мощность каменной соли достигает 700 м, в то время как на крыльях ее мощность составляет 300—350 м.

В северо-восточном направлении наблюдается некоторое воздымание оси структуры. Наконец, в северо-восточной периклинали за счет этого воздымания образовался Птгнисский соляной шип (фиг. 6).

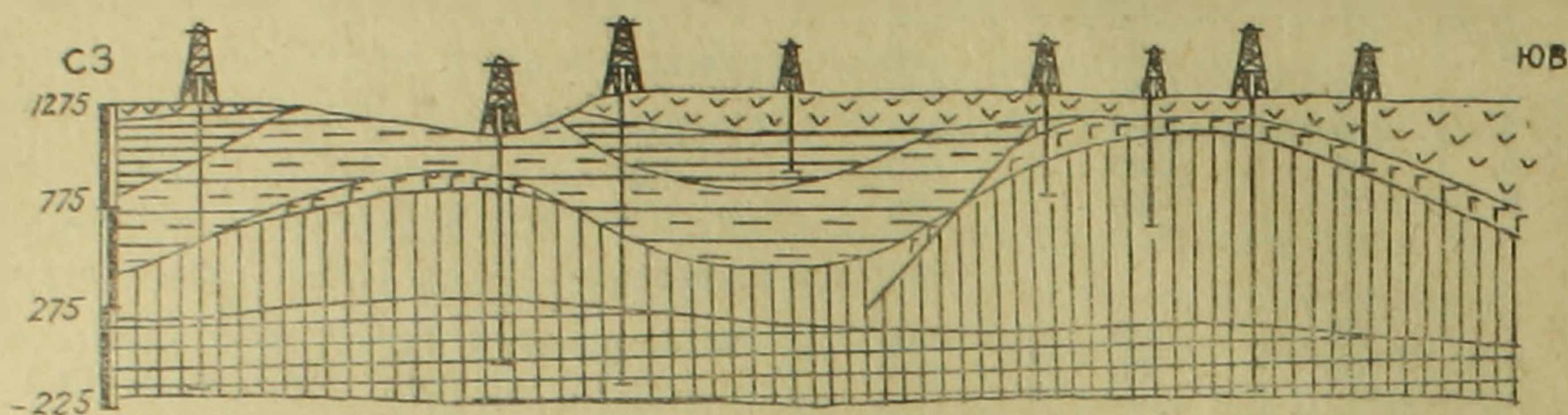
Птгнисская возвышенность расположена севернее с. Птгни и четко выделяется в рельефе. Со всех сторон она обрывистая и лишь в северном направлении относительно пологая. Северо-восточный борт этой возвышенности осложнен нарушением, о чем свидетельствуют данные, полученные из скважины, пробуренной восточнее этой возвышенности.

Вследствие этого нарушения в приосевой части структуры принимают участие отложения анодонтового горизонта. В зоне этого нарушения углы падения пород составляют 80—85°. Такого же типа нарушение констатировано и на юго-восточном крыле (фиг. 6), где породы мактрового горизонта залегают в приосевой части структуры. Предполагается наличие такого же типа нарушения на северо-западном крыле.

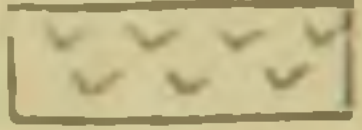
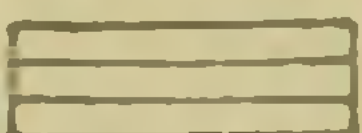
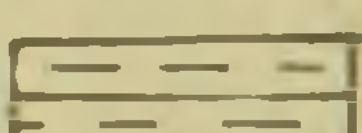
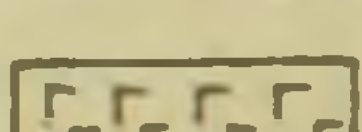
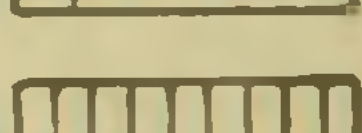
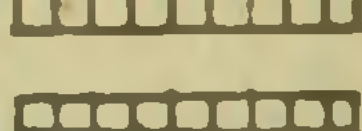
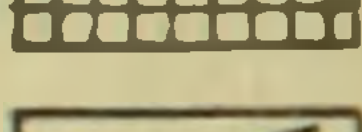
Аванский соляной купол расположен на северо-западной окраине с. Аван. В геологическом строении этого купола принимают участие от-

ложения среднего и верхнего миоцена, которые в свою очередь перекрываются базальтами и озерными отложениями плиоценового и постплиоценового возраста (фиг. 5).

Схематический геологический разрез Аванского соляного купола и Разданской соляной антиклинали



Условные обозначения

-  Верхнеплиоценовые и постплиоценовые лавы.
-  В. миоцен. Мактровый горизонт - глины и известняки.
-  В. миоцен. Рыбный горизонт - глины с прослойками горючих сланцев.
-  Ср. миоцен. Гипсоносный горизонт.
-  Ср. миоцен. Соленосный горизонт.
-  Ниж. миоцен - переходный горизонт пестроцветной толщ.
-  Нарушения.

Фиг. 5.

Аванский купол имеет северо-восточное простирание (фиг. 7). Длина его составляет 3,5 км, а ширина 2 км. В строении приподнятой части купола участвуют отложения среднего миоцена, а в крыльях уже появляются и образования верхнего миоцена, где их мощность достигает 700—800 м. Юго-восточное окончание купола осложнено небольшим нарушением, где породы верхнего миоцена появляются на небольшом участке приподнятой части. Северо-западное крыло этого купола также осложнено нарушением (фиг. 6), вследствие чего породы мактрового горизонта контактируют с породами гипсоносного горизонта.

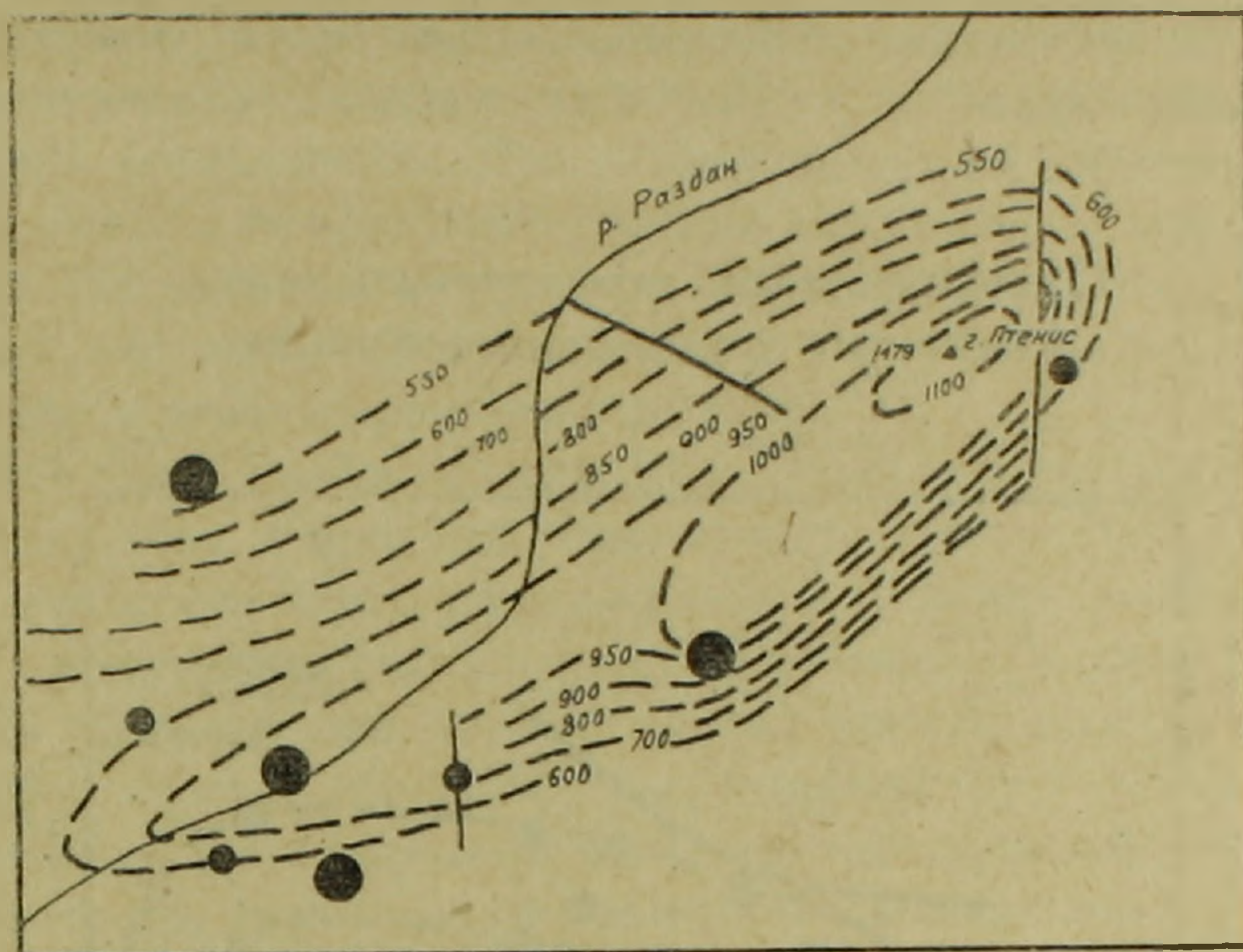
Как видно из прилагаемой карты, Аванский соляной купол также четко выражен в рельефе (фиг. 6). Кроме того, в приподнятых участках рельефа, залежи каменной соли находятся на небольших глубинах.

Среди компенсационных депрессий наиболее хорошо изучена Тазагюх-Катнахпюрская. Тазагюх-Катнахпюрская компенсационная депрессия расположена между Эларской и Арамусской соляными антиклиналями. Рельеф этой компенсационной депрессии довольно пологий и имеет характер округленной равнины.

В геологическом строении этой депрессии принимают участие породы

верхнего миоцена и плиоцен-постплиоцена. Следует отметить, что здесь мощность базальтового покрова достигает 540 м и его наибольшая мощность приурочена к центральной части депрессии.

Схематическая структурная карта Разданской соляной антиклинали



- Условные обозначения
- Горизонталы по кровле соли
 - Нарушения
 - Глубокие скважины
 - Структурные скважины

Фиг. 6.

Суммарная мощность верхне-миоценовых отложений и базальтового покрова составляет более 1500 м. Следовательно, каменная соль в пределах этой равнины залегает ниже указанной глубины. Это обстоятельство подтверждает компенсационный характер этой синклинали.

Анализируя приведенные данные можно отметить следующее:

а) все рассматриваемые соляные структуры имеют северо-восточное простирание;

б) соляные структуры четко выражены в рельефе, в виде удлиненных и эллипсовидных возвышенностей, а компенсационные депрессии соответствуют пониженным участкам;

в) в приосевых частях структур наблюдается сильное уменьшение мощностей надсолевых пород вплоть до полного вклинивания некоторых горизонтов;

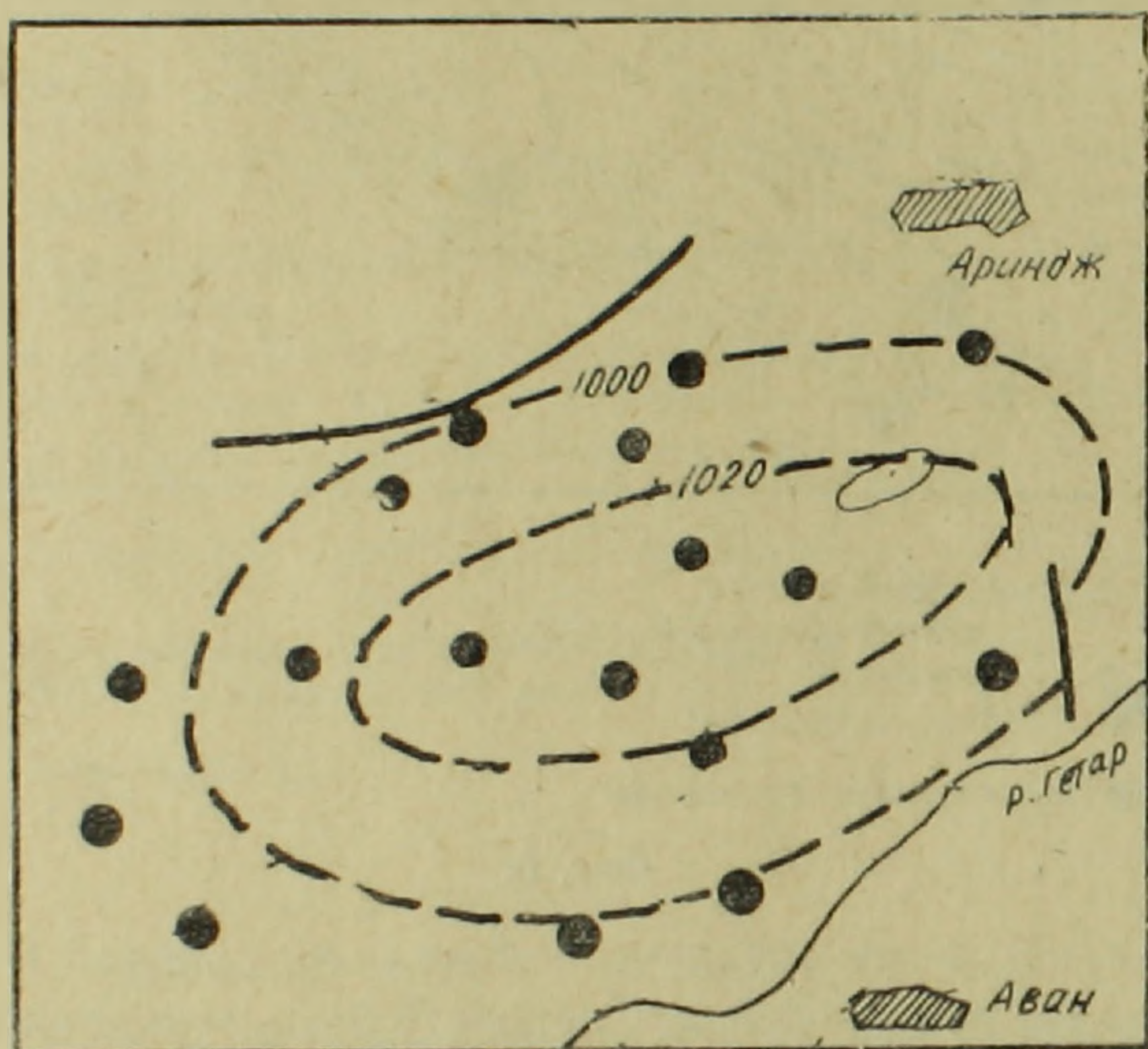
г) крыльевые части соляных структур в большинстве случаев осложнены нарушениями, которые в основном связаны с внедрением каменной соли.

На основании указанных признаков и небольшого количества пробуренных скважин, в пределах Канакер-Егвардского плато можно выделить

соляные антиклинали, куполовидные тела и, наконец, соответствующие им компенсационные депрессии.

Исходя из вышеизложенного, к соляным антиклиналям, кроме Арамусской, Эларской и Разданской, по-видимому, можно отнести Амоскую, Гетамечскую, Арзнинскую, Такаворанистскую, Ераблурскую, Егвардскую, Мугнинскую и многие другие. К куполовидным поднятиям, кроме Аванского и Кирза-Зейтунского, предположительно можно отнести Аринджское, Мгубское, первое и второе Ераблурское (юго-восточная часть поселка Малатия) и многие другие.

Схематическая структурная карта Аванского соленосного купола



Условные обозначения

- горизонтали кровли соли
- Нарушения
- Пробуренные скважины

Фиг. 7.

К компенсационным депрессиям, кроме Тазагюх-Катнахпюрской, предположительно можно отнести Арзнинскую, Чаткранскую, Североэларскую, Аринджскую, Аштаракскую, Северомугнинскую, Южноегвардскую и многие другие. Все эти структуры имеют северо-восточное простирание.

На основании вышеприведенного материала, можно считать установленным наличие соляных структур в пределах Канакер-Егвардского плато. Не исключена возможность наличия соляной тектоники и в Фонтанском районе.

Как отмечалось выше, соленосно-гипсоносная толща формировалась

на слабо дислоцированном рельефе пестроцветных образований, которые на фоне общей моноклинали собраны в очень пологие антиклинали и синклинали. При этом большая мощность соли приходится на синклинали. После отложения гипсоносно-соленосной толщи тектонические движения сформировали складки, унаследовавшие структурный план более древних слоев.

В дальнейшем продолжалось осадконакопление глинисто-песчанистых пород верхнего миоцена, мощность которых в синклиналях была гораздо больше, чем в антиклиналях. Под воздействием их нагрузки соляные образования, в силу своей текучести, начали двигаться к осевым частям антиклиналей. По мере увеличения мощностей песчано-глинистых пород в синклиналях этот процесс происходил интенсивнее и взамен синклиналей образовывались компенсационные депрессии.

В дальнейшем, в плиоцене, вследствие тектонических движений, начала изливаться лава, в основном базальтового состава. Нет сомнения, что движение лав происходило по пониженным участкам рельефа, соответствующим компенсационным депрессиям. Мощные потоки базальтовых лав, при их удельном весе 3 г/см^3 , а также тектонические движения еще более ускорили рост и дифференциацию соляных структур. Вследствие неравномерной нагрузки, отдельные соляные структуры дифференцировались в самостоятельные купола или же осложнились соляными вздутиями.

Фактический материал показывает, что рост соляных структур продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует отсутствие молодых потоков в приподнятых участках рельефа, которые, в конечном счете, соответствуют приосевым частям соляных структур.

Анализируя приведенный материал можно отметить, что соляные складки представляют собой геологические структуры со специфическим механизмом образования. В нашем районе в механизме их образования важную роль играли пластические свойства соли, ее низкий удельный вес по сравнению с вмещающими породами, и наконец, тектонические движения, сопровождающиеся излиянием лав.

Как известно, аналогичные типы соляных структур встречаются во многих межгорных прогибах, как например Трансильванской, Верхнетиссинской и Валахской впадин [3].

Дальнейшее изучение соляных структур представляет не только научный, но и практический интерес, поскольку в процессе бурения в приподнятых частях соляных структур наблюдались проявления нефти и газа.

Кроме того, с соляными массивами связаны также залежи каменной и калийной солей, гипса, боратов, угля, серы и других полезных ископаемых.

Ս. Կ. ԱՐՋՈՒՄԱՆՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ԱՂԱՔԵՐ ԱՎԱԶԱՆԻ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ ՎԵՐԱՔԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ու մ

Երևանյան աղի ավազանը տարածվում է հարավից—հյուսիս: Հարավում նա սահմանափակվում է Մերձերևանյան խորքային խախտումով, իսկ հյուսիսային ուղղությամբ ձգվում է մինչև Ֆանտան գյուղի շրջանը և Սևանա լճի ավազանի հարավ-արևմտյան ափերը:

Այս շրջանը համարյա լրիվ կերպով ծածկված է բազալտային ծածկոցներով, այդ իսկ պատճառով տվյալ ավազանի տեկտոնիկայի հարցերը մինչև վերջին ժամանակներս հիմնավորվում էին հարևան մերկացված շրջանների տեկտոնիկայի տվյալների հիման վրա:

Վերջին տասնամյակի ընթացքում այս շրջանում փորվել են մեծ քանակությամբ հորատանցքեր, որոնց արդյունքները հիմք են տալիս վերափոխելու մեր կարծիքը տվյալ շրջանի տեկտոնիկայի վերաբերյալ:

Աղաբեր շերտախմբի նստվածքները տեղադրված են խայտարղետ շերտախմբի վերին հորիզոնի ապարների վրա (ստորին միոցեն) և նրանց հետ կապված են աստիճանական անցումով: Աղաբեր ավազանում, թե խայտարղետ շերտախմբի ապարները, և թե նրանցից ավելի հին հասակի նստվածքները ունեն մոնոկլինալ անկում և տարածվում են հարավից—հյուսիս, ընդ որում այդ ապարները ծալքավորված են բալական թույլ կերպով ($5-7-12-15^\circ$): Այդ շերտերի թույլ ծալքավորված ստրուկտուրաները ունեն հյուսիս-արևելյան տարածում, որոնց վրա ներդաշնակ տեղադրված են աղաբեր շերտախմբի ապարները:

Աղաբեր շերտախմբի նստվածքների ֆիզիկական հատկությունների և վերը տեղադրված ավելի երիտասարդ ապարների ծանրության ազդեցության տակ այս շրջանում գոյացել են աղային ծալքեր: Ուսումնասիրություններից պարզվել է, որ այդ ծալքերը ունեն աղային անտիկլինալի և աղային գմբեթի կառուցվածք, որը բարդացված է դիզյունկտիվ փոփոխումներով:

Աղային գմբեթների և աղային անտիկլինալների կից մասերում սինկլինալների փոխարեն առաջացել են համասլառասիան իջվածքներ, որոնք վերջին հաշվով հանդիսանում են աղի վերհոսման արդյունք:

Աղային ծալքերի թիվը տվյալ շրջանում անցնում է 16-ից, որոնցից բալական մանրամասն ուսումնասիրված են Արաբուսի, Էլարի, Հրազդանի աղային անտիկլինալները և Ավանի ու Կիրզա-Ջեյթունի աղային գմբեթները:

Աղային ստրուկտուրաների հետագա ուսումնասիրությունը ունի ոչ միայն տեսական, այլև գործնական մեծ նշանակություն, քանի որ որոշ աղային ծալքերի բարձրացված մասերում փորված հորատանցքերում նկատվել է նավթի և գազի թեթևակի հետքեր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланиян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
3. Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Т. I, Гостехиздат, М., 1958.

ВУЛКАНОЛОГИЯ

К. И. КАРАПЕТЯН

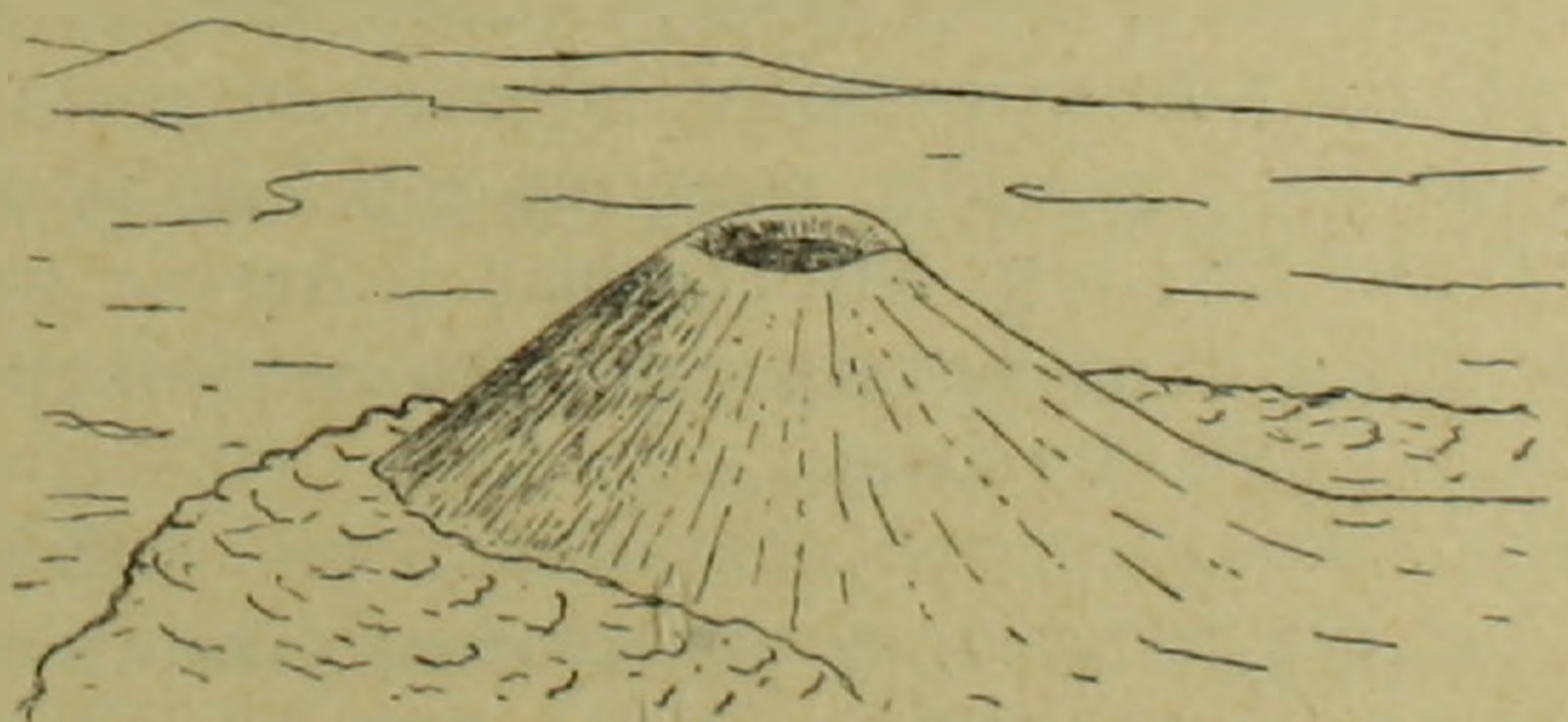
ВУЛКАН АРМАГАН

Настоящая статья посвящена строению и истории формирования Армагана — вулкана, привлекающего внимание характером деятельности, крупными размерами и необычайно обширным лавовым полем (до 100 км²).

Несмотря на широкую известность вулкан оставался совершенно неизученным; упоминания о нем можно встретить у К. Н. Паффенгольца [8, 9], А. Т. Асланяна [1], Е. Е. Милановского [7] и других исследователей бассейна оз. Севан. Приводимые в этом очерке данные являются результатом специальных исследований автора, проведенных летом 1959 г.

Краткая геологическая характеристика района

Вулкан Армаган (Магмаган, Агмаган, Абдуласар) расположен на юго-восточной периферии Гегамского нагорья в Мартунинском районе Армянской ССР. Лавы его занимают площадь, ограниченную с востока и юга р. Аргичи и ее левыми притоками, а с запада р. Цаккар (до ширины с. Тазагюх); с севера потоки Армагана достигают берега оз. Севан и, вероятно, продолжают под прибрежными отложениями.



Фиг. 1. Вулкан Армаган. Вид с юго-востока. Слева, на переднем плане, лавовый поток, огибающий конус.

Наиболее древними породами фундамента являются неогеновые (олигоценные по К. Н. Паффенгольцу [8, 9]) мегафировые лавы, представленные светлосерыми и розовыми роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми трахиандезитами. Обнажения этих пород локальны, а условия их залегания неясны.

Выше залегают среднечетвертичные оливиновые андезито-базальты, слагающие обширный покров к западу от р. Цаккар; покров этот совершенно конморфно со склонами Гегамского нагорья, постепенно понижаясь в северо-восточном и восточном направлениях, уходит под лавы Армагана.

К югу от Армагана андезито-базальты обтекают древний, вероятно раннечетвертичный, шлаковый конус. Диаметр основания конуса 500 м, высота 30—50 м. В нижней части его обнажается небольшой мощности (до 0,8 м) слой пологозалегающих (3—4° в сторону центра) роговообманковых андезито-базальтов*.

Охарактеризованные выше породы перекрываются и, реже, обтекаются лавами Армагана; помимо этого с востока покров вулкана смыкается с четвертичными же лавами, принадлежащими уже центрам Варденисского нагорья.

К северу от места смыкания (около фермы с. Н. Геташен) р. Аргичи врезается глубоким каньоном в породы фундамента и, частично, лавы Армагана; южнее же этого пункта (в верхнем течении) она протекает, сильно меандрируя, в широкой и плоской аккумулятивной равнине.

Аккумулятивность долины в верхнем течении С. С. Кузнецов [6] объясняет древним пенепленом, приподнятым вследствие «сбросовых» явлений; версия эта, совершенно не подкрепленная фактически, отвергается всеми последующими исследователями.

К. Н. Паффенгольц считает, что аккумулятивная долина возникла в результате подпруживания р. Аргичи лавами Армагана «...обусловив этим... образование озера, что доказывается характером отложений и нынешним профилем верхнего течения реки» ([9], стр. 93).

Такой профиль реки Е. Е. Милановский [7] объясняет местным поднятием, приводя в пользу этой точки зрения следующие соображения: «...тот факт, что река первоначально врезается не в голоценовые (Армагана — К. К.), а в гораздо более древние (манычарские) лавы, показывает, что подпруда в действительности значительно древнее и обусловлена, вероятно, ростом локального поднятия в районе вулкана Армаган и к югу от него (рис. 10)» (стр. 38). Профиль р. Аргичи, приводимый на рис. 10 этой работы, и цитированная выдержка не убеждают в правильности воззрений Е. Е. Милановского.

Образование аккумулятивной долины в таких условиях возможно представить только как результат подпруживания реки лавами Армагана, и сама долина никак не может быть древнее вулкана.

За справедливость взгляда К. Н. Паффенгольца говорит уже только тот факт, что меандрирование начинается выше места, где лавы Армагана подходят к реке и «упираются» в лавы Варденисского нагорья и (что особенно важно) нигде не перекрывают отложений долины. К это-

* Конус был обнаружен автором. Пожалуй, это единственный выход роговообманковых четвертичных лав в южной части нагорья.

му следует добавить, что в случае локального поднятия в районе Армагана и к югу от него, река имела бы совершенно иной профиль.

Поперечный профиль одного из боковых ущелий (Мирза-Карапет) левого притока р. Аргичи — р. Назал показывает, что в этой части существовали глубокие узкие ущелья, сформировавшиеся после излияния среднечетвертичных лав (фиг. 2). Дальнейшее их развитие было приостановлено извержениями Армагана, лавы которого, подпрудив р. Аргичи, обусловили образование озера; отложения озера создали «высокую» выравненную поверхность, ныне упирающуюся (на этом участке) в крутые борта древних ущелий.

По данным К. Н. Паффенгольца [8, 9] Армаган возник на южной оконечности регионального, меридионального сброса, разделяющего Большой и Малый Севан. К разлому меридионального протяжения (продолжение «сарыкаинской системы разрывов») приурочивает вулкан и Е. Е. Милановский [7]. По мнению А. Т. Асланяна [1], Армаган насажен на Ани-Ордубадский глубинный разлом, причем второй разлом глубокого заложения (Ширако-Зангезурский), согласно этому исследовате-

лю, проходит в 11—12 км к северо-востоку от вулкана, через с. Мартуни.

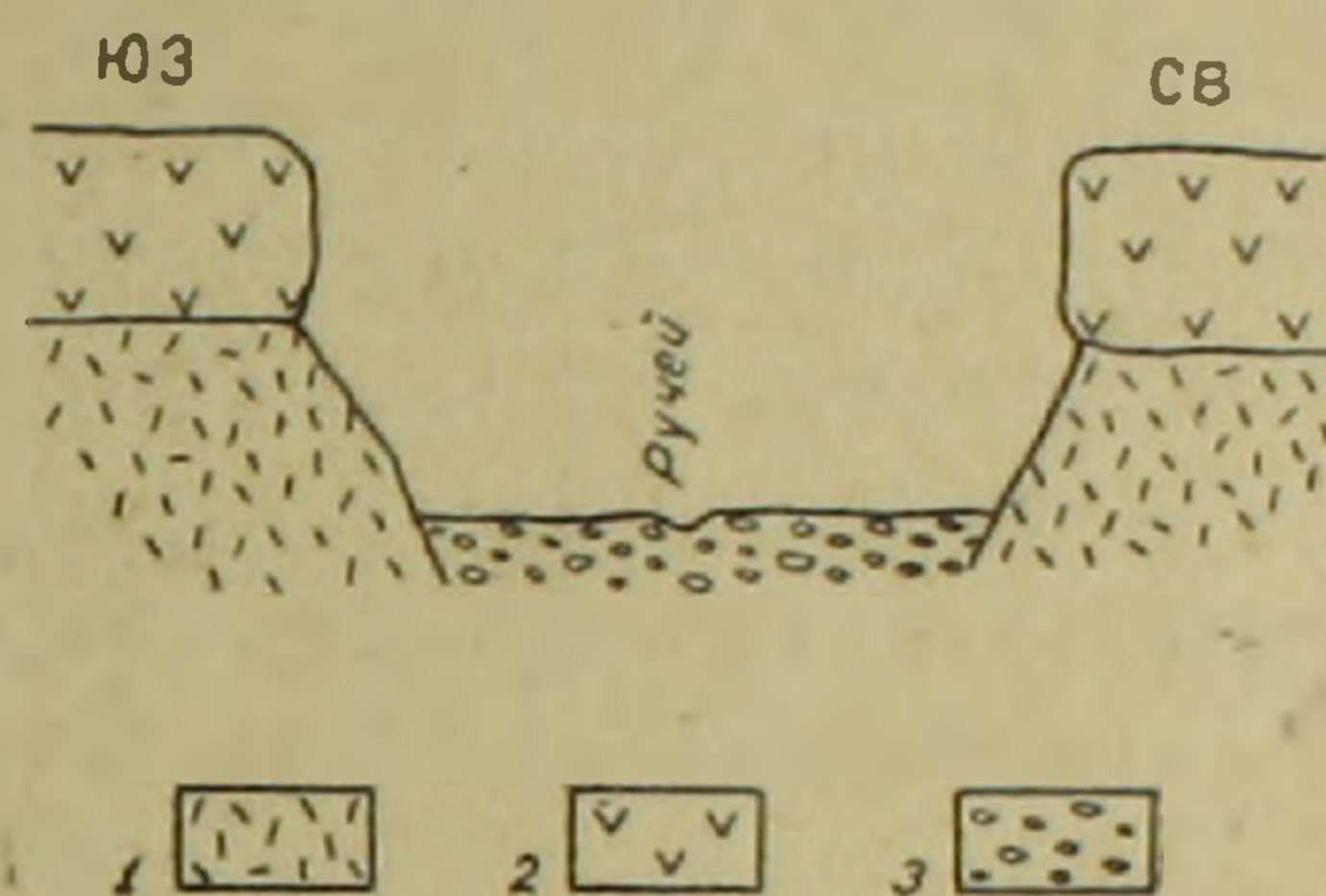
Армаган один из наиболее молодых вулканов Армении; извержения его, по единодушному мнению всех исследователей, происходили в голоценовое время.

Строение вулканического аппарата и лавового покрова

Армаган представляет собой крупный, хорошо сохранившийся конус диаметром основания 2000—2200 м и высотой 400—450 м. Высшая отметка вулкана — 2829,9 м.

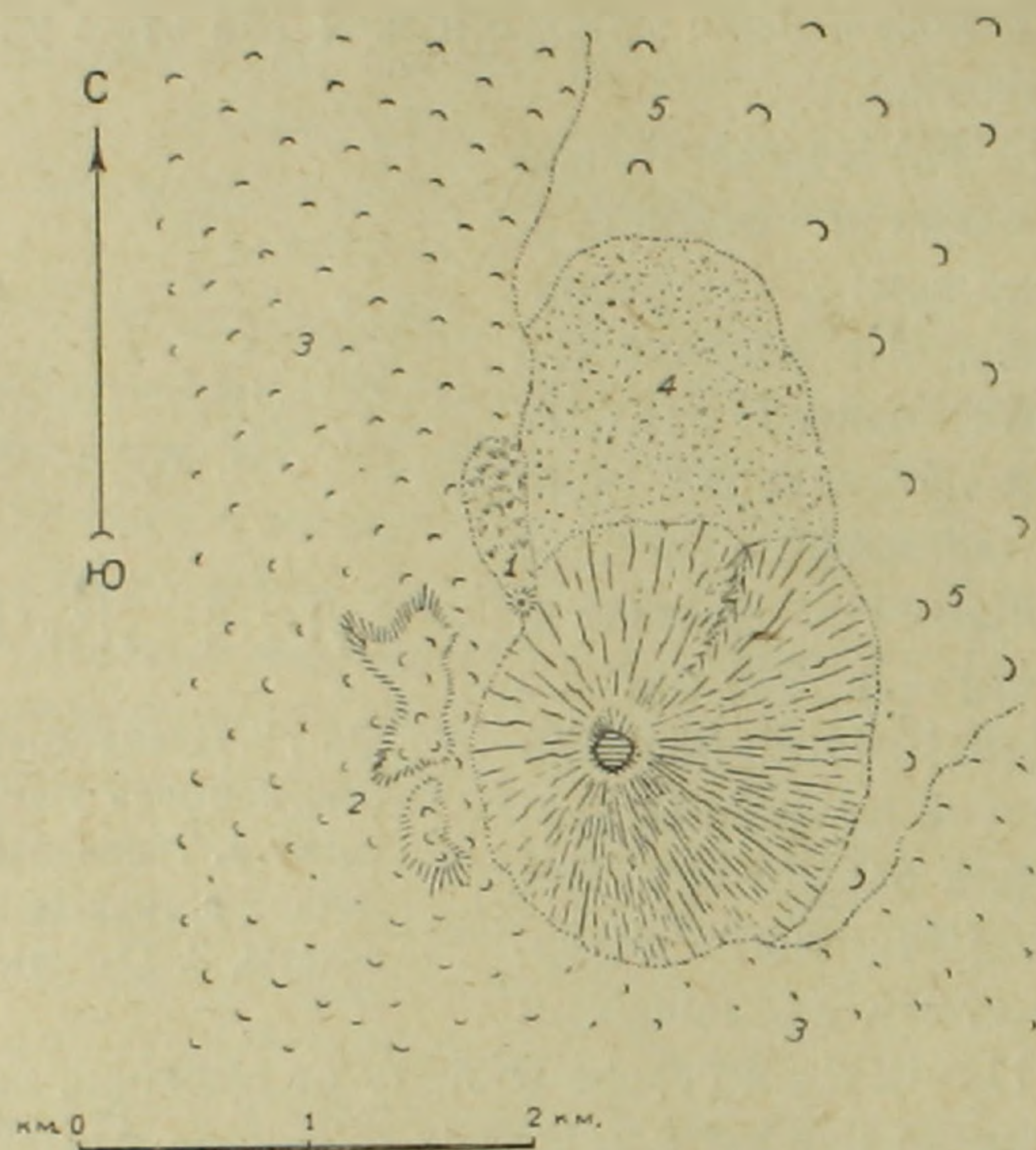
Вулканическая постройка сложена шлаками, лапилли, песками и редкими бомбами. Бомбы представлены шлаковыми и кручеными разновидностями, некоторые из них несут на себе подобие хлебной корки. Размеры бомб — 10—40 см. Еще реже среди рыхлого материала можно встретить небольшие (до 5 см) эксплозивные обломки, внешне немного напоминающие обсидиан.

На усеченной вершине вулкана располагается кратерная воронка, дно которой занято небольшим, мелким (1,5—2,0 м) озерком. Склоны воронки пологи; с северной стороны глубина кратера достигает 50 м; к югу гребень понижается, и превышение его над зеркалом озера составляет всего 15—20 м. Диаметр кратера достигает 400 м.



Фиг. 2. Схематический поперечный профиль ущелья Мирза-Карапет. 1. Трахиандезиты, 2. Среднечетвертичные андезито-базальты, 3. Озерные отложения.

Коническое тело вулкана пересекается неглубокой (20—25 м) «шар-ра»-образной ложбиной, которая начинаясь в привершинной части конуса, протягивается в северо-восточном направлении и доходит почти до основания. В верховьях ложбины преобладает окисленный материал; книзу он уступает место темносерым и черносерым шлакам и лапилли. Такая закономерность характерна и для других, слабо задернованных склонов вулкана.



Фиг. 3. Схематический план вулкана Армаган. 1. Побочный кратер и его поток. 2. Лавовые гряды. 3. „Верхние“ лавы. 4. Обломочный шлейф, прилегающий к основанию конуса. 5. „Нижние“ лавы.

С запада к вулканической постройке прислонены широкие гряды, слегка вытянутые в близмеридиональном направлении; сложены они черносерой глыбовой лавой, образующей подобие уступов с более или менее выравненными поверхностями. С этой стороны высота конуса резко понижается; отметка наиболее высокой поверхности составляет 2680 м.

От гряд во всех направлениях (исключая восточное) отходят небольшие отроги: амфитеатроподобные пространства между ними заняты, в свою очередь, вытянутыми нагромождениями глыб. К югу и северу гряды круто опускаются, переходя в глыбовые лавы, занимающие большую часть покрова Армагана. Одна из гряд понижаясь переходит (фиг. 1) в лавовый поток, огибающий вулкан с юга. Постепенно выполаживаясь, поток по удалении от вулкана переходит в слабовсхолмленную поверхность, достигающую до р. Аргичи.

В месте понижения гряд с северной стороны, у северо-западного основания Армагана, нами был зафиксирован побочный кратер.

Кратер представлен небольшой (диаметр по гребню 25—30 м) кольцевой постройкой, высота которой изменяется от 4 м на юго-востоке до 25 м на северо-востоке. Глубина кратера 2,5—3 м. Южная и юго-западная части постройки сложены сильно окисленными шлаками, лапилли и шлаковыми бомбами, размером 30—40 см. В остальной части обнажена глыбовая лава, которая переливаясь через край кратера образует поток, отходящий в северном направлении на 850 м. На протяжении 300—350 м поток залегает полого, затем он круто спускается, сливаясь в своей фронтальной части с глыбовой поверхностью лавового поля. В верховьях потока лавы слегка окислены, по всей длине он перекрывает лавы, отходящие от отмеченных выше гряд.

«Отходящие» от гряд лавы занимают большую часть покрова; характерно, что даже в непосредственной близости от конуса их поверхности свободны от эксплозивного материала (не считая редких кусков шлаков, окаймляющих побочный кратер). Граница этих лав (будем называть их «верхними») с нижележащими («нижними») на периферии покрова неясна. Только к северу и востоку от конуса удалось стратифицировать продукты Армагана и установить, тем самым, последовательность их образования.

От конуса в северном направлении заметен постепенный переход шлаков и лапилли в пески и пеплы; мелкообломочный шлейф, постепенно утоняясь, сходит на нет, обнажая подстилающие «нижние» лавы. С запада шлейф срезается (перекрывается) «верхними» лавами и лежащим на них потоком побочного кратера.

В свою очередь «нижние» лавы перекрывают около с. Мадина (к СВВ от конуса) песчано-пепловые отложения. Пески и пеплы в этом обнажении тонкослоистые; в каждом из слоев (толщина не превышает 3—4 см) крупные частицы кверху сменяются более мелкими. Видимая мощность песков и пеплов 35—40 м.

Таким образом, в извержениях Армагана намечается следующая последовательность: пески и пеплы, «нижние» лавы, «верхние» лавы, поток побочного кратера.

Строение Армагана показывает, что выход лав происходил из-под основания конуса. «Верхние» лавы изливались из субмеридиональной трещины, возникшей у западного основания вулкана; на это указывают лавовые гряды и побочный кратер, видимо, образовавшийся после закупорки трещины. Высокое положение гряд, оставляющее впечатление выхода лав по склону конуса, вероятно, обусловлено экструзивным характером извержения последних порций «верхних» лав. В случае извержения лав по склону шлакового конуса, форма тела его была бы нарушена; «залечивание» конуса в последующем произойти не могло, так как, судя по вышеизложенному, главная постройка Армагана была оформлена уже до излияния «верхних» лав. Место выхода «нижних» лав установить не удалось.

Общая петрографическая характеристика продуктов извержений

Эксплозивные и эффузивные продукты Армагана петрографически тождественны; отличие заключается только в структуре мезостазиса. Количественный и качественный состав «нижних», «верхних» и лав побочного кратера примерно одинаков.

Порфиновые выделения в породах представлены плагиоклазом, клинопироксеном, гиперстеном; очень редко (обр. 831, 838) можно встретить небольшие (0,1—0,4 мм) кристаллы оливина. Вся порода крайне неравномерно обогащена ксеногенным кварцем. Минеральный состав эффузивных лав, выведенный в средних числах из 15 подсчетов, приведен ниже (объемные %).

фенокристаллы	{	плагиоклаз	2,7
		клинопироксен	1,9
		гиперстен	0,2
кварц			0,8
основная масса			94,4
			100,0

Плагиоклаз вкрапленников образует относительно крупные (до 1,5 мм) таблитчатые кристаллы, загрязненные включениями стекла; большая часть из них резорбирована и изменила свой облик до неузнаваемости. Реже встречаются совершенно чистые и хорошо ограненные кристаллы лейстовидной формы. Состав этих последних (использована высокотемпературная кривая [3]) изменяется в пределах 35—39% Ап (8 опред.). Состав плагиоклаза, загрязненного стеклом, удалось определить только в обр. 872; здесь минерал содержит 42% Ап.

Клинопироксен представлен хорошо образованными короткими призмами размером до 0,6 мм. Цвет минерала светлозеленый, в окисленных продуктах буроватый. Для клинопироксена очень характерны гломеропорфировые скопления. Угол с Ng изменяется в пределах 46—50° (4 опред.), величина 2v в границах 54—64° (8 опред.). В изменении угла 2v как будто намечается зависимость от величины кристалла: так в обр. 865 в зерне размером 0,6 мм 2v равен 62°, в более мелком (0,3 мм) — 57°.

Гиперстен образует небольшие (0,2—0,3 мм), вытянутые по [001], призмочки с характерным плеохроизмом. В обр. 856 угол оптических осей составляет (—) 74° и (—) 76°.

Кварц присутствует в сильно сглаженных зернах, размером 0,1—5 мм. Кварц заключен в пироксеновую кайму: слагающие венец кристаллики соизмеримы с микролитами пироксена основной массы. Между каймой и кварцем находится тонкий «прослой» буроватого чистого стекла.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, рудного минерала и стеклом. Плагиоклаз, состава 32—38% Ап, количе-

ственно преобладает над пироксеном. Стекло серовато-бурое, бурое, полупрозрачное, испещренное тонкими выделениями рудного минерала (10—20 μ). В окисленных продуктах стекло темноебурое и непрозрачное.

Заметные количества стекла в шлаках и лапилли обуславливают их стекловатое строение. В эффузивных породах и бомбах структура гиалопилитовая и, реже пилотакситовая (внутренняя часть потоков). Показатели преломления стекла (из пеплов с. Мадина) изменяются в пределах $1.528—1.532 \pm 0.002$ (6 опред.).

В породах и трещинах лав очень часто отлагается грязнобелое и сероватое карбонатное вещество.

Химические составы продуктов Армагана, приводимые в табл. I, даны в последовательности образования; все они представлены андезитами. К некоторому повышению кислотности во времени нужно подходить крайне осторожно, так как продуктами вулкана частично усвоен ксеногенный кварц в неизвестных количествах и, кроме того, анализ песков и пеплов (вследствие эоловой дифференциации) не всегда полностью отражает состав магмы (хотя и проба усредненная).

Таблица I

Химический состав продуктов Армагана

Окислы	Обр. 876	Обр. 882	Обр. 856	Обр. 843		Числовые характеристики по Заварицкому			
						Обр. 876	Обр. 882	Обр. 856	Обр. 843
SiO ₂	57,02	58,09	57,91	58,40	a	10,0	11,2	10,9	9,9
TiO ₂	0,99	0,84	0,82	0,84	c	7,3	6,8	5,9	7,4
Al ₂ O ₃	17,69	17,76	16,83	17,61	b	13,9	13,0	15,5	12,7
Fe ₂ O ₃	2,58	0,74	2,58	6,52	s	68,8	69,0	67,7	70,0
FeO	4,13	5,52	4,13	0,59	Q	+10,3	+ 8,8	+ 7,7	+12,8
MnO	0,13	0,12	0,12	0,09	a/c	1,3	1,6	1,8	1,3
MgO	3,76	3,69	4,12	3,47	f'	47,1	46,8	40,4	50,8
CaO	6,32	6,25	6,54	5,82	m'	48,7	50,0	45,7	48,1
Na ₂ O	3,10	3,36	3,45	2,78	c	4,2	3,2	13,9	—
K ₂ O	1,94	2,38	2,27	2,26	a	—	—	—	1,1
—H ₂ O	0,23	0,11	0,17	0,27	n	71,3	68,3	70,2	65,2
п. п. п.	0,77	0,36	0,82	1,15	t	1,3	1,0	1,0	1,0
Сумма . .	98,66	99,02	99,76	99,80	φ	16,7	4,3	14,3	45,7

Обр. 876. Пески и пеплы. С. Мадина. Аналитик З. Гаспарян.

Обр. 882. „Нижние“ лавы. С. Мадина. Аналитик З. Гаспарян.

Обр. 856. „Верхние“ лавы. Лавовая гряда. Аналитик З. Гаспарян.

Обр. 843. Лавы побочного кратера. Аналитик З. Гаспарян.

Связь с тектоникой и история деятельности

Несколько обособленное (относительно других голоценовых вулканов нагорья) положение Армагана и его крупные размеры видимо дали «основание» отдельным исследователям «насаживать» этот центр на региональный, даже глубинный разломы. В то же самое время расположенные неподалеку вулканы того же типа остаются вне этих разломов, и о связи их с нарушениями того или иного вида ничего не говорится.

Правильнее предположить, что однотипные вулканы приурочены к разломам одного характера; вряд ли, например, шлаковые конусы могут возникнуть и непосредственно на глубинных разломах и на локальных трещинах иного типа. В этой связи остановлюсь на возможности возникновения Армагана, да и вообще шлаковых конусов, на глубинном разломе.

Армаган является типичным моногенным вулканом, деятельность которого ограничивается небольшим промежутком времени, на это указывает и тип постройки, и характер извержений, и, что особенно важно, однообразие состава продуктов различных фаз деятельности.

Такой тип вулкана в первую очередь определяется характером подводящего канала, главной чертой которого является недолговечность. Эта черта, конечно, может быть присуща локальной недолгоживущей трещине, связующей очаг с поверхностью. Характерно, что с такими разломами на склонах крупных полигенных построек связаны адвентивные вулканы, являющиеся по сути дела тоже моногенными.

В противном случае, когда разлом был бы долгоживущим и «постояннодействующим», на нем мог вырасти только полигенный вулкан, вулкан с действительно крупным аппаратом, сложным характером извержений и, возможно, закономерным изменением состава лав. Такие вулканы хорошо известны, и приуроченность их к региональным разломам обычно не вызывает сомнений.

Эти соображения, а также ареальный характер вулканических явлений с несомненностью указывает на приуроченность четвертичных вулканов области к трещинам одного типа, а именно: трещинам *локальным и недолговечным*.

Вулканы нагорья (в том числе и Армаган) приурочены к системе трещин, протягивающейся вдоль складчатой области Армении [2, 4], и обязаны своим происхождением подъему страны в неоген-четвертичное время.

Тем не менее, мы далеки от мысли отрицать роль глубинных разломов в вулканической деятельности такого рода, но связь эта *косвенная*, а не прямая. В данном случае глубинные разломы могли быть путями подъема магматических масс в близповерхностные части земной коры, где, как нам кажется, возникла возможность (вероятно в связи с выпячиванием Малого Кавказа) для образования промежуточных очагов. Последние уже связывались с поверхностью системой локальных быстро мигрирующих трещин, возникновение которых в своде «покрышки» является следствием сводообразного поднятия. На одной из таких трещин и находится Армаган.

* * *

Извержения Армагана начались после довольно большого перерыва в вулканической деятельности, следующего за излиянием среднечетвертичных лав. Время действия вулкана совпало с голоценовым этапом четвертичного вулканического цикла, наиболее мощно проявившимся в северной части нагорья.

Возникновение Армагана сопровождалось мощными эксплозиями, отложения которых в виде песков и пеплов ныне обнажены около с. Мадина. В дальнейшем эксплозии сменились излияниями «нижних» лав; к этому времени и было приурочено окончательное формирование главной вулканической постройки. Далее деятельность вулкана уже выражалась в эффузивных явлениях: у западного основания возникла трещина близ-меридионального направления, из которой изливались «верхние» лавы. Последние порции этих лав выходили на поверхность экструзивно, образуя высокие лавовые гряды. Деятельность Армагана закончилась закупоркой трещины и образованием на ее северном окончании побочного кратера.

В заключение отмечу, что история деятельности Армагана в общих чертах сходна с таковой вулкана Далик [5].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.XII. 1961.

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԱՐՄԱՂԱՆ ՀՐԱԲՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Արմաղան հրաբուխը գտնվում է Գեղամա լեռնաշղթայի հարավ-արևել-յան մասում, ՀՍՍՌ-ի Մարտունու շրջանում:

Հրաբուխը ներկայացված է խոշոր (հիմքի տրամագիծը 2000—2200 մ, բարձրությունը՝ 400—500 մ) խարամային կոնով, որի խառնարանում գտնվում է փոքրիկ լճակ:

Արմաղանի լավաները գրավում են մոտ 100 քառ. կմ տարածություն և կազմությամբ համապատասխանում են անդեզիտներին:

Հրաբուխի ժայթքումներն սկսվել են հզոր ավազամոխրային էկսպլոզիա-ներից, որոնք աստիճանաբար փոխարինվել են լավայի արտավիժումներով: Կոնի ձևավորումից հետո արևմտյան հիմքի մոտ տեղի է ունեցել միջօրեա-կանի ուղղության ճեղքվածքի գոյացում, որից նույնպես արտավիժել են լա-վաներ: Լավայի վերջին բաժինները դուրս են եկել էկստրուզիվ ձևով: Գործու-նեության վերջին ստադիայում ճեղքվածքի հյուսիսային վերջավորությունում առաջացել է փոքրիկ խառնարան, որից նույնպես արտավիժել է լավայի հոսք:

Արմաղանն առաջացել է հոլոցենում լոկալ տեկտոնական խզվածքի վրա: Այդպիսի խզվածքները, որոնք կապում էին մագմատիկ օջախը մակերեսի հետ, ձգվում են Փոքր Կովկասով, հյուսիս-արևմուտքից դեպի հարավ-արևելք: Խզումներն առաջացել են պլիոցեն-անտրոպոգենում երկրի կեղևի բարձրաց-ման հետևանքով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. «Изв. АН АрмССР», № 5—6, 1944.
3. Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Г., Костюк В. П., Бобриевич А. П. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов. «Зап. Мин. общ.», ч. 87, в. 5, 1958.
4. Карапетян К. И. Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеца. ДАН АрмССР, т. 28, № 1, 1959.
5. Карапетян К. И. Вулкан Далик. «Изв.» АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. 12, № 4, 1959.
6. Кузнецов С. С. О некоторых геоморфологических чертах побережья оз. Севан, «Изв. АН СССР», IV, 1930.
7. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. БМОИП, отд. геол., т. 35 (5), 1960.
8. Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. ВГРО. вып. 219, 1934.
9. Паффенгольц К. Н. Ехегнадзор — гор. Камо (Нор Баязет). Путевод. 1-го Всес. Вулк. совещ., Ереван, 1959.

МИНЕРАЛОГИЯ

Р. Н. ЗАРЬЯН

ТЕЛЛУРИДЫ И ТЕЛЛУРИТ СВИНЦА В РУДАХ
КАФАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При наших минераграфических исследованиях в рудах Кафанского месторождения получен новый фактический материал по минералогии медноколчеданных и полиметаллических руд, который излагается в настоящей статье.

В геологическом строении района месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные образования средне- и верхнеюрского возраста, представленные различными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями.

Упомянутая выше эффузивно-осадочная толща прорвана многочисленными дайками кварцевых порфиров и альбитофиров.

Рудовмещающими породами являются, в основном, интенсивно гидротермально измененные кварцевые порфириты среднеюрского возраста. Описываемое месторождение детально исследовано В. Н. Котляром, Ю. А. Араповым, Б. С. Вартапетяном и др.

Оруденение морфологически представлено жильным и прожилково-вкрапленными типами.

Следует отметить, что зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения на описываемом месторождении проявлены слабо.

В составе гипогенных руд принимают участие следующие минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, халькозин, теннантит, энергит, алтаит, петцит, тетрадимит и самородное золото. Гипергенные минералы представлены: самородной медью, халькозином, ковеллином, борнитом, теноритом, купритом, малахитом, азуритом, хризоколлой и ярозитом. Жильными минералами являются кварц и карбонат.

В результате детальных минераграфических исследований [1, 3, 6] в рудах Кафанского месторождения нами впервые были обнаружены гессит, теллуrowисмутит, галеновисмутит, тетраэдрит и теллурид свинца — данхемит $PbTeO_3$ (?).

При диагностике теллуридов, помимо тщательных замеров оптических констант, применялись полуколичественный спектральный, микро-спектральный и микрохимический анализы. Во всех случаях на приборе ПМТКО-1 замерялись дисперсия отражательной способности и микротвердость (фиг. 1)*. При измерениях в качестве эталона служила само-

* Измерения велись автором в лаборатории минераграфии ВИМС'а.

родная платина. Необходимо отметить, что при определении теллуридов результаты полуколичественного спектрального, микроспектрального и микрохимического анализов полностью согласуются с данными микроскопического исследования. Теллуриды образуют мелкие выделения, размерами от тысячных до десятых долей мм в поперечнике. Обычно они наблюдаются как в полиметаллических, так и медноколчеданных рудах. Следует отметить, что теллуриды обнаруживаются не только в участках руд с высокой концентрацией теллура, но и там, где его содержание достигает тысячных и даже десятитысячных долей процента. Ниже приводится описание отмеченных выше минералов.

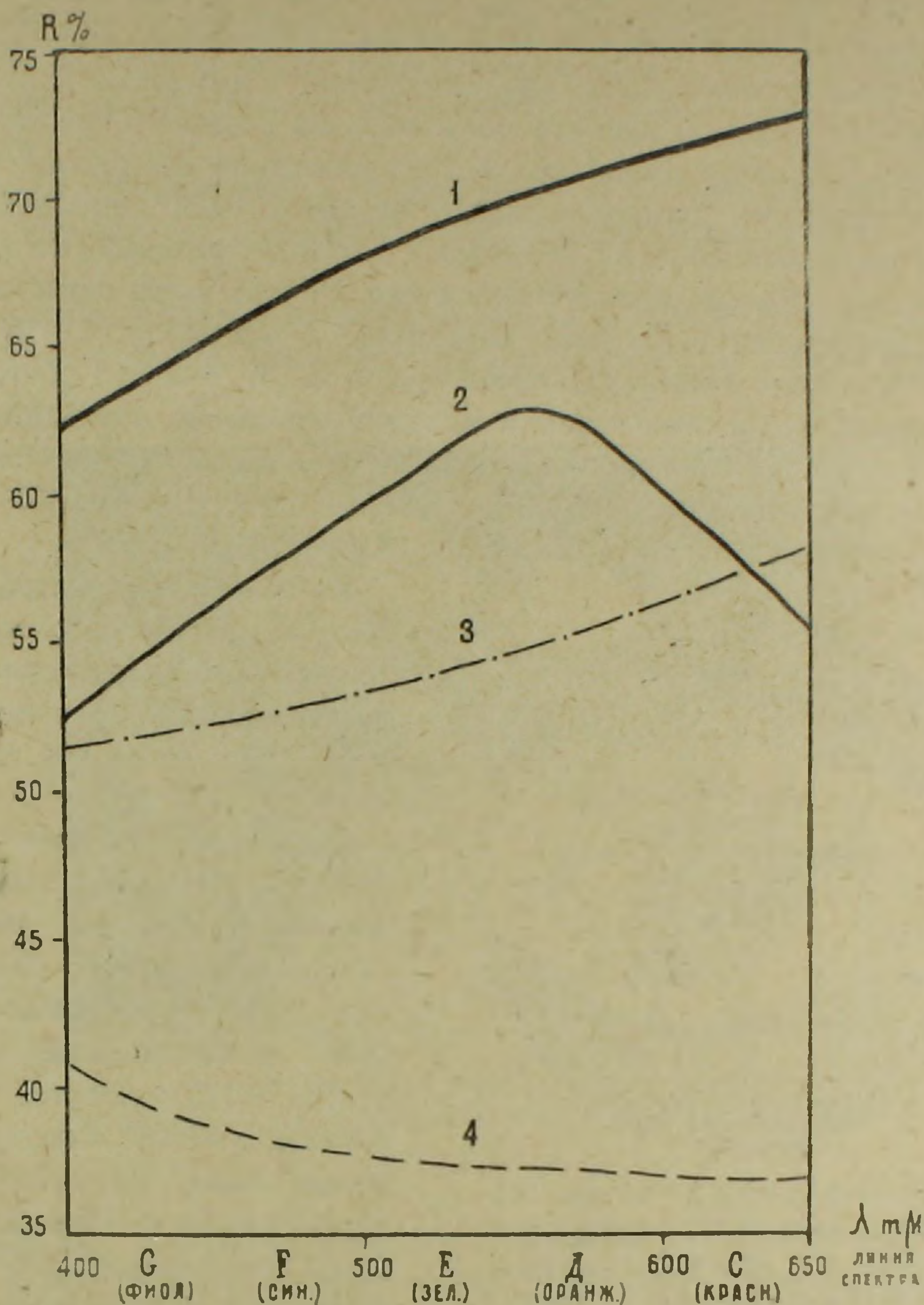
Гессит по сравнению с алтаитом является менее распространенным теллуридом. В отраженном свете минерал серовато-белый с характерным розовато-коричневым оттенком. В скрещенных николях сильно анизотропен с цветным эффектом от темно-оранжевого до темно-синего. Двуотражение в масле заметно отчетливо и сопровождается цветным эффектом от слабо-коричневатого до сиренево-розоватого. На фиг. 1 приведен характер изменения кривой дисперсии отражательной способности гессита для различных длин волн. Не трудно заметить, что отражательная способность гессита постепенно понижается, достигая своего минимума в красной части спектра. Минерал очень мягкий, полируется хорошо. Рельеф ниже алтаита и петцита. Микротвердость по нашим измерениям колеблется в пределах 31—45 кг/мм². Среднее значение равно 36 кг/мм², что по шкале Мооса соответствует 2,3.

Описываемый минерал образует изометричные, неправильные, иногда удлиненные формы выделений. Размер отдельных включений составляет от 0,003—0,05 до 0,1—0,2 мм в поперечнике. Гессит встречается в полях галенита, халькопирита, пирита, редко сфалерита и тесно ассоциируется с петцитом, алтаитом, теллуrowисмутитом, блеклой рудой (теннантит, татраэдрит) и, что весьма интересно, с самородным золотом. Обычно вместе с петцитом образует характерную гессит-петцитовую массу (фиг. 2). По-видимому, упомянутые массы гессита и петцита свидетельствуют о почти одновременном их выделении. Иногда в полированных шлифах наблюдаются структуры замещения алтаита гесситом, что указывает на более позднее выделение теллуридов золота и серебра. Характерно, что самородное золото образует изометричные или неправильные включения в гессите. Часто очень тонкие волосовидные прожилки золота секут ангедральные выделения гессит-петцитовой массы.

Приведенные факты взаимоотношений самородного Au и теллуридов Au, Ag указывают на то, что в процессе рудообразования самородное золото, вероятно, выделялось после теллуридов. Полуколичественным спектральным анализом* в полиметаллической руде обнаружены следующие

* Анализы проводились в спектральной лаборатории ИГН Академии наук Армянской ССР (аналитик М. Я. Мартиросян).

элементы: Pb, Zn $> 10\%$; Fe, Mn, Cd—1—3%; Te $\sim 0,1\%$; Ag $\sim 0,03\%$; Au—0,003—0,01%; от тысячных до сотых долей процента V, Ti, Cr, Bi, As, Sn, Hg, Ge, Ga и In.



Фиг. 1. Кривые дисперсии отражательной способности (по данным измерений автора): 1 — эталонная кривая самородной платины (по Орсэлю и Фастрэ); 2 — алтаита; 3 — теллуровисмутита; 4 — гессита.

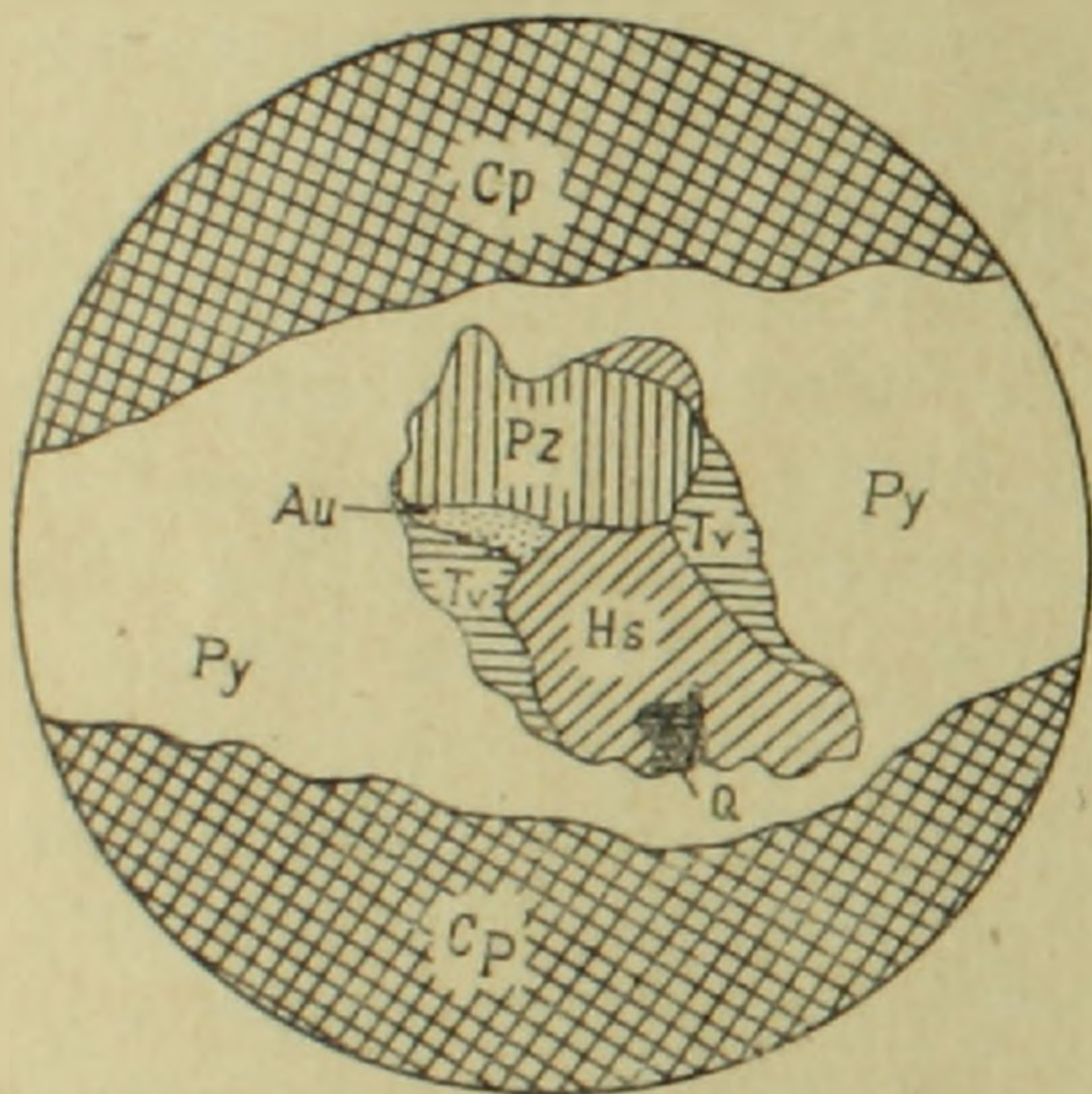
Результаты спектрального, микроспектрального* анализов и микрохимической реакции [2] полностью подтвердили принадлежность описываемого минерала к гесситу.

Теллуровисмутит является характерным минералом кальцит-сфалерит-галенитовой стадии минерализации и третьим по распространенности

* Микроспектральные анализы выполнены в минераграфической лаборатории ИМГРЭ АН СССР (аналитик Л. Н. Соболева).

теллуридом после алтаита и гессита. Встречается в виде ангедральных выделений, размером от 0,004 до 0,3 мм в полях халькопирита и пирита (фиг. 2). Обычными спутниками теллуровисмутита являются гессит, петцит, которые, как правило, тесно срastaются друг с другом. В полированных шлифах — белый с характерным розовым оттенком. Анизотропный, особенно четко проявляющийся при наблюдении в иммерсии. Двуотражение слабое без цветного эффекта, заметно лишь в масле. Отражательная способность визуальна выше пирита. На приводимой диаграмме (фиг. 1) отчетливо видно, что кривая дисперсии отражательной способности теллуровисмутита постепенно поднимается и достигает максимума в красной части спектра. Обычно полируется хорошо. Рельеф выше петцита и гессита. Микротвердость минерала варьирует в пределах 55—75 кг/мм² (2,7—2,9 по шкале Мооса). Наличие висмута и теллура обнаружено спектральным, микрохимическим и микроспектральным анализами.

По данным спектрального анализа* в теллуровисмутите обнаружены: Bi, Te > 10% (основа); Ag ≥ 0,1%; Au—0,01%; Pb, Sb—0,1—0,3%; сотые и тысячные доли процента Cu, Fe, As, Mg и др.



Фиг. 2. Ангедральные выделения гессита (Hs), петцита (Pz), теллуровисмутита (Tv) и самородного золота (Au) в пирите (Py). Наверху и внизу — халькопирит (Cr). Черное — кварц (Q). Полированный шлиф. × 300.

На основании спектрального, микрохимического, микроспектрального и микроскопического исследований описываемый минерал определен как теллуровисмутит.

Данхемит — теллурид свинца PbTeO₃ (?) является продуктом окисления алтаита. Впервые найден английским минерологом Данхемом (Danham) в 1935 г. в Нью-Мексико. В литературе [4,5] имеются очень скудные данные. Формула приблизительная. Данхемит обнаружен только в аншлифах. Минерал кристаллографически не изучен. Установленный нами теллурид свинца под микроскопом имеет светло-бурый цвет. В скрещенных николях сильно

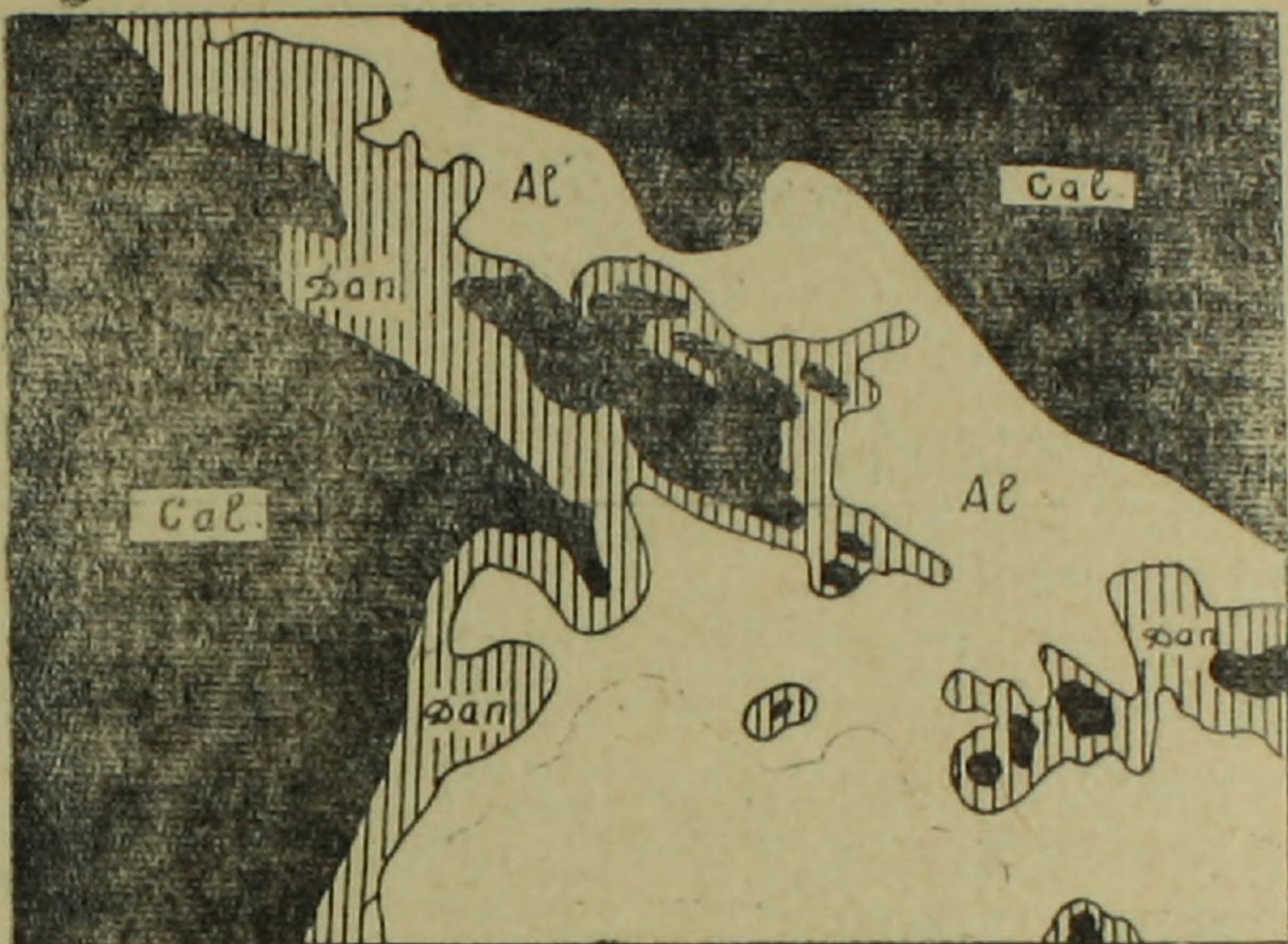
анизотропен. Двуотражение отчетливо заметно в воздухе с цветным эффектом. Минерал обнаружен в полях алтаита в виде каемок, вокруг включений жильных минералов, толщиной от тысячных до сотых долей мм (фиг. 3). Следует отметить, что при окислении теллурид свинца переходит в данхемит (?), а реже по нему образуются коррозионные структуры разъедания церуссита. Отражательная способность по ви-

* Спектральный анализ произведен в спектроскопической лаборатории ВИМС'а (аналитик К. В. Бурсук).

зуальной оценке выше сфалерита и значительно ниже галенита. R для желтой части спектра равен ~ 32 . Полируется хорошо. Микротвердость минерала в среднем равна $11-13 \text{ кг/мм}^2$, что при пересчете на относительную твердость по шкале Мооса составляет 1,6. От HNO_3 быстро чернеет с выявлением структуры. HCl действует. С KCN , HgCl_2 и KOH не реагирует.

Близко определенный теллури́т свинца — данхемит находится в процессе детальных рентгенометрических и кристаллооптических исследований.

Очевидно, гидротермальные растворы в конце полиметаллической стадии минералообразования содержали повышенные концентрации тел-



Фиг. 3. Клемки данхемита (Dan.) (?) вокруг включений кальцита (Cal.) в полях алтанта (Al). Полированный шлиф. $\times 125$.

лура, висмута, серебра и золота, причем выделение теллуридов происходило в конце кальцит-сфалерит-галенитовой стадии минерализации, после выпадения сульфидов.

Последовательность выделения описанных теллуридов на основании детального изучения взаимоотношений их с различными сульфидами и друг с другом представляется в следующем виде: алтант-теллуровисмутит-гессит-петцит.

В заключение следует отметить, что не исключается возможность обнаружения новых теллуридов в сульфидных рудах Кафанского медного месторождения.

Թ. Ն. ԶԱՐՅԱՆ

ԹԵԼՈՒՐԻԿՆԵՐԸ ԵՎ ԿԱՊԱՐԻ ԹԵԼՈՒՐԻՏԸ ԴԱՓԱՆԻ
ՊՂՆՁԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո Վ մ

Հափանի հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են միջին և վերին յուրայի հրաբխածին առաջացումները և դրանց հատող բազմաթիվ ալբիտոֆիրային ու կվարց-պորֆիրային դաշկաները:

Հանքային գլխավոր միներալներն են՝ պիրիտը, խալկոպիրիտը, տենանտիտը, էնարգիտը, ալթաիտը, պետցիտը, տետրադիմիտը և բնածին ոսկին:

Հանքանյութերի մանրամասն ուսումնասիրման ժամանակ հեղինակին հաջողվել է հայտնաբերել՝ հեսիտ, թելուրոքիսմուտիտ, գալենոքիսմուտիտ, տետրաէդրիտ և դանխեմիտ (կապարի թելուրիտ PbTeO_3 (?):

Թելուրի միներալները հանդիպում են բազմամետաղային և պղնձակոլ-չեդանային հանքանյութերում, որոնց շափերը միլիմետրի հազարերորդական մասերից հասնում են մինչև 0,2 մմ:

Վերոհիշյալ միներալները որոշված են անդրադարձված լույսի տակ և նրանց առկայությունը հաստատվում է սպեկտրալ, միկրոսպեկտրալ և միկրոքիմիական անալիզներով:

Ակնհայտ է, որ կալցիտ-սֆալերիտ-գալենիտային հանքառաջացման ստադիայի վերջում հիդրոթերմալ լուծույթները պարունակել են թելուրի, արծաթի, ոսկու և բիսմուտի բարձր կոնցենտրացիաներ: Անհրաժեշտ է նշել, որ թելուրիդների գոյացումը, ըստ երևույթին, տեղի է ունեցել բազմամետաղային միներալացման ստադիայի վերջում, սուլֆիդների առաջացումից հետո:

Թելուրիդների անջատման հաջորդականությունը պատկերացվում է հետևյալ կերպ՝ ալթաիտ-թելուրոքիսմուտիտ-հեսիտ-պետցիտ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом, Т. 3. Госгеол-издат, М., 1949.
2. Шорт М. Н. Микроскопическое определение рудных минералов (перевод с английского А. И. Яковлева под ред. проф. И. Ф. Григорьева). ОНТИ, 1934.
3. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, Berlin, 1955.
4. Fairbanks E. E. The punched card identification of ore minerals, Econ. Geol., 1946, vol. 41, № 7, p. 767.
5. Fairbanks E. E. Amer. Min., 1947, vol. 32, p. 683.
6. Uytendogaardt W. Tables for microscopic identification of ore minerals, New Jersey, 1951.

ГЕОХИМИЯ

М. А. САТИАН, Э. А. КЮРЕГЯН, Г. М. МКРТЧЯН, М. Я. МАРТИРОСЯН

О РАСПРОСТРАНЕНИИ МОЛИБДЕНА В ОТЛОЖЕНИЯХ
Б. СЕВАНА

Установление источников сноса молибдена и условий его накопления в отложениях оз. Севан представляет практический и теоретический интерес ввиду особого структурного положения озерной котловины: на границе различных по металлогении Памбак-Сюникского (Зангезурского) и Севано-Амасийского рудных поясов республики.

Концентрации *Мо* характерны лишь для Памбак-Сюникского пояса [3], в пределах которого расположен юго-западный водосбор озера. Между тем, геологическое строение водосбора на значительной площади маскируется четвертичными лавами, вследствие чего геохимические методы поисков для установления концентрации *Мо* имеют первоочередное значение.

В строении осадков Б. Севана* устанавливается четыре ритма осадконакопления. Они отражают смену трансгрессий и регрессий озера, определивших последовательное изменение площадей полимиктовых песков и алевроитов побережья и тонких илов (алевритистых глин) центральной части водоема. Суммарная мощность осадков первых трех ритмов равна 4,2 м, мощность осадков четвертого ритма (современного регрессивного) равна 0,3—0,5 м.

В вертикальном разрезе осадков содержание молибдена от нижних слоев к верхним в целом уменьшается от $n - 0, n \times 10^{-3} \%$ до следов молибдена**.

Среднее содержание молибдена (табл. 1) в отдельных типах отложений и среднее для всех типов отложений Б. Севан (с учетом площади их распределения) выше кларка молибдена для осадочных пород [1, 5].

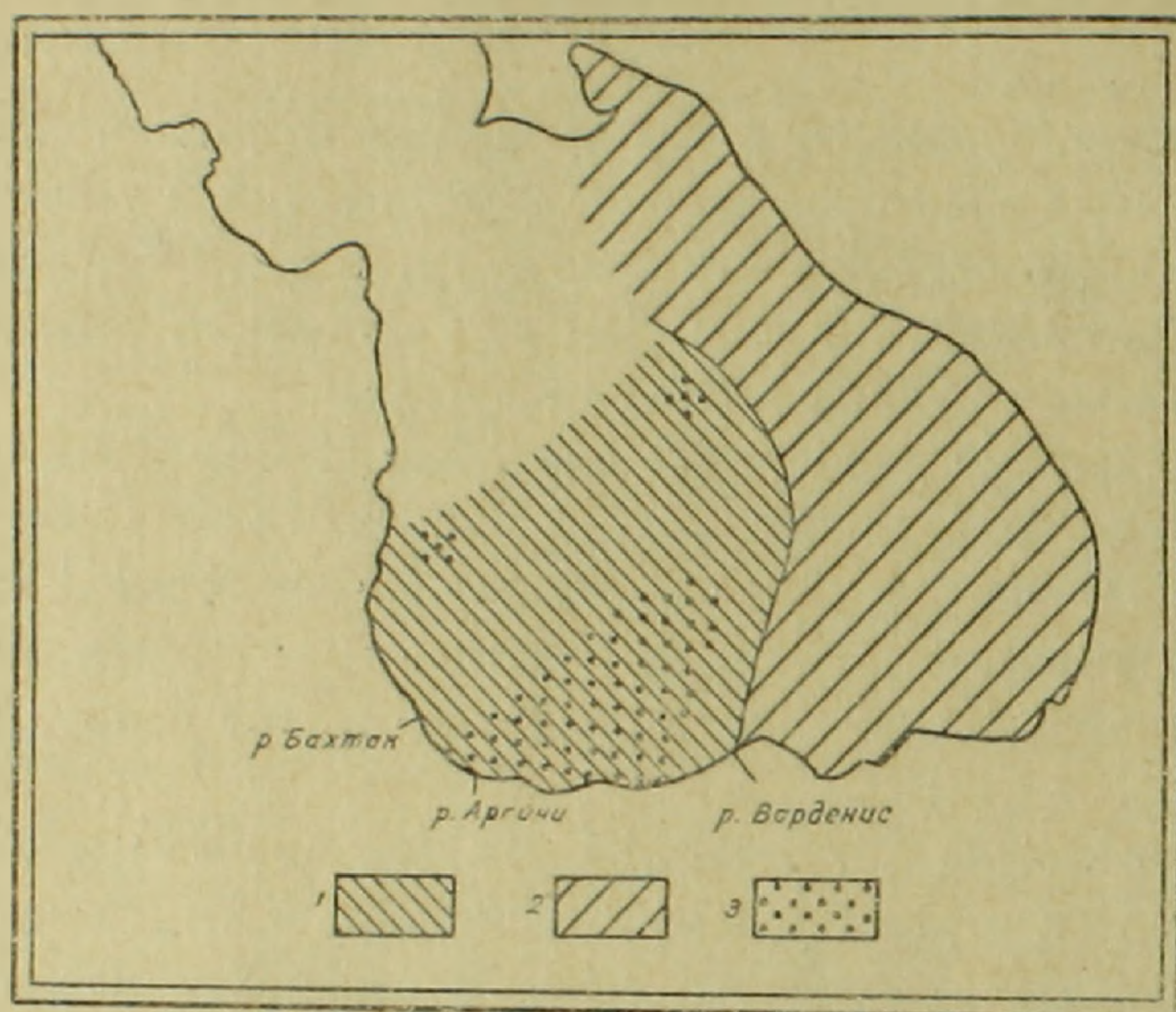
* Отложения Б. Севана разбурены на различных глубинах озера вибропоршневой трубкой с отбором колонки осадков, мощностью до 4,5 м. Бурение проведено Институтом водных проблем АН Армянской ССР.

** Аналитические определения проведены в гидрохимической и спектральной лабораториях ИГН АН АрмССР; а) спектральным полуколичественным методом молибден определялся по линиям возбуждения: 3170.347 и 3132.594 Å, чувствительность определения $0,0003 \%$; б) химическое определение валовых содержаний *Мо* проведено сплавлением и дальнейшим определением колориметрическим роданидным методом; в) определение молибдена в водных и соляно-кислых вытяжках проведено колориметрическим роданидным методом.

Таблица 1

Метод изучения	Число определений	Пески	Алевриты	Глины	Среднее для осадков Б. Севана
Химический . . .	24	$3,3 \times 10^{-4}$	не опр.	$2,7 \times 10^{-4}$	$2,9 \times 10^{-4}$
Спектральный . .	70	5×10^{-4}	4×10^{-4}	5×10^{-4}	5×10^{-4}

По распространению в осадках подвижного молибдена, привнесенного в осадки в растворенном виде, территория Б. Севана подразделяется на юго-западную (I) и северо-восточную (II) зоны (фиг. 1).



Фиг. 1. Условные обозначения: 1. Зона высоких содержаний подвижного молибдена. 2. Зона низких содержаний подвижного молибдена. 3. Аномалии подвижного молибдена.

В осадках зоны I по сравнению с осадками зоны II подвижного молибдена больше в среднем в 4 раза.

Подвижный молибден составляет в осадках зоны I в среднем до 50% валового содержания Мо и не более 10% в зоне II. От прибрежных к сравнительно «глубоководным» осадкам зоны I содержание валового и подвижного молибдена уменьшается (табл. 2).

Вместе с тем в составе подвижного молибдена возрастает содержание воднорастворимого Мо и заметно падает содержание Мо, растворимого в 2,5% HCl. Эти данные, а также определение рН отложений и содержание карбоната кальция дают основание предположить, что формы соединений подвижного Мо в осадках отдельных фациальных полос водоема не одинаковы, в сравнительно глубоководных глинах следует ожидать легкорастворимые гидроокислы молибдена, тогда как в прибрежных песках и алевритах, обогащенных карбонатом кальция, вероятно нахождение сравнительно труднорастворимых молибдатов кальция.

Таблица 2

Наименование породы	Число определений	Зона	Валовое содержание Мо в породе в ‰	Содержание Мо в вытяжках водных и солянокислых (в ‰ от валового содержания в породе)			Содержание не-растворимого Мо (в ‰ от валового содержания в породе)
				H ₂ O	HCl (2,5‰)	суммарное: (H ₂ O + HCl)	
Песок грубо- и крупнозернистый	3	I	0,00034	5,82	72,35	78,17	21,83
	2	II	0,00013	5,69	7,30	12,99	87,01
Песок мелкозернистый, глинистый	7	I	0,00032	18,43	27,92	46,35	53,65
	2	II	0,00056	2,50	0,55	3,05	96,95
Глина алевроит-стая	6	I	0,00027	18,74	9,63	28,37	71,63
	4	II	0,00027	9,77	4,11	13,88	86,12

Механический молибден, составляющий от 86% до 96% валового содержания Мо осадков зоны II, как показывают имеющиеся данные, связан, главным образом, с обломочными легкими минералами: полевыми шпатами, вулканическим стеклом и т. д.

Отметим, что молибденит в осадках озера не обнаружен.

Таким образом, во II зону привносится, в основном, молибден механический, связанный с обломочными минералами. Судя по распределению молибдена в вертикальном разрезе осадков, а также, исходя из гидрогеологических особенностей юго-западного водосбора, можно полагать, что в I зону Мо привносится в результате размыва подземными водами молибденсодержащих пород подлавовых зон.

На общем наложенном солевом фоне молибдена зоны I выявляется ряд аномалий, наиболее крупная установлена в прибрежье, между устьями впадающих в Б. Севан рр. Варденис и Бахтак (фиг. I).

Содержание подвижного молибдена в пределах аномалии равно в среднем $2,2 \times 10^{-3}\%$ и сопоставимо с содержанием Мо в почвах на медно-молибденовых месторождениях республики [2].

Основываясь на методических работах по ореолам рассеивания Мо [2,4], первичные концентрации металла следует ожидать вблизи аномалии. Поисковый первоочередной интерес представляют участки, погребенные под четвертичными лавами.

В ы в о д ы

1. Содержание молибдена в осадках Б. Севана выше флуктуации молибдена для осадочных пород.

2. Зональность распределения подвижного молибдена в осадках Б. Севана определена металлогеническими особенностями водосборов: проведенным исследованием подтверждается перспективность подлавовых зон юго-западного водосбора в отношении нахождения здесь концентраций Мо и бесперспективность северо-восточного водосбора.

3. Распределение подвижного молибдена находится в связи с литологическим составом осадков отдельных фациальных полос водоема.

4. Целесообразно проведение поисковых работ на первичные концентрации молибдена в районе выявленной аномалии.

Пользуемся возможностью выразить благодарность дирекции и сотрудникам Института водных проблем АН Армянской ССР, оказавшим содействие в работе.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.I. 1962.

Մ. Ա. ՍԱԹԻԱՆ, Է. Ա. ԿՅՈՒՐԵՂՅԱՆ, Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Մ. ՅԱ. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ

ՄՈԼԻԲԴԵՆԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՈՒՄԸ ՄԵԾ ՍԵՎԱՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մեծ Սևանի նստվածքներում մոլիբդենի միջին համախառն պարունակությունը բարձր է նստվածքային ապարների մոլիբդենի կլարկինգ:

Մեծ Սևանի տերիտորիան ըստ շարժուն մոլիբդենի տեղաբաշխման ստորաբաժանվում է երկու զոնայի. հարավ-արևմտյան (1) և հյուսիս-արևելյան (2), որոնք իրենց ծագմամբ պարտական են հարավ-արևմտյան և հյուսիս-արևելյան ջրահավաք ավազանների մետալոգենիայի առանձնահատկություններին:

1-ին զոնայի նստվածքներում շարժուն մոլիբդենը 4 անգամ ավելի է, քան 2-րդ զոնայում:

1-ին զոնայի շարժուն մոլիբդենը միջին հաշվով կազմում է համախառնի 50%, 2-րդ զոնայում—10%: Առափնյա նստվածքներից դեպի «խորքայա» նստվածքները համախառն և շարժուն մոլիբդենի պարունակությունը նվազում է: Դրա հետ միասին շարժուն մոլիբդենի կազմում աճում է ջրում լուծվող և պակասում HCl-ում լուծվող մոլիբդենի պարունակությունը:

Վարդենիս և Բախտակ գետերի միջգետաբերանային մասում 1-ին զոնայի մոլիբդենի պարունակության ընդհանուր ֆոնի վրա անջատվում է շեղում, որն արժանի է մետաղի սկզբնական կուտակման հայտնաբերման համար որոնողական աշխատանքների կազմակերպման:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
2. Долуханова Н. И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, 1958.
3. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. «Известия» АН АрмССР (сер. геол. и географ. наук), № 4, 1957.
4. Миллер А. Д., Мохов А. А., Турылева Л. В. Метод определения молибдена в наложенном солевом ореоле. Геохимия, № 7, 1961.
5. Рехарский В. И., Крутецкая О. В. Молибден в породах юго-западных отрогов северного Тянь-Шаня. Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 46, 1960.

ГИДРОГЕОХИМИЯ

А. Р. ГАЛСТЯН

К ВОПРОСУ О ГИДРОГЕОХИМИИ ШОРЖИНСКОГО
ХРОМИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидрохимический метод при настоящей его разработанности, как указывает А. А. Бродский, может применяться, в основном, для поисков сульфидных месторождений, в той или иной степени затронутых процессами окисления.

Возможность применения гидрохимического метода при поисках месторождений ванадия, кобальта, олова, хрома и других металлов, как предполагает А. А. Бродский в своей работе «Гидрохимический метод поисков рудных месторождений», побудила нас к проведению опытных гидрохимических исследований на Шоржинском месторождении хромита.

Основной задачей наших гидрохимических исследований являлось выяснение (на примере Шоржинского месторождения) закономерностей распределения и концентрации хрома в водах, циркулирующих в пределах развития ультраосновных пород, а также вопросов миграции хрома в природных водных растворах.

Шоржинское месторождение хромита, расположенное на северо-восточном побережье оз. Севан, находится в 1 км к северо-востоку от селения Шоржа Красносельского района Армянской ССР.

Шоржинский перидотитовый массив является составной частью петрогенической провинции ультраосновных пород, проходящей по северо-восточному побережью оз. Севан.

Основную роль в геологическом строении Шоржинского месторождения играют основные и ультраосновные породы послеверхнемелового возраста, а также осадочные и вулканогенные образования.

Площадь Шоржинского массива составляет 1,5—2 км² при длине около 3,0—3,5 км и ширине 0,5—0,7 км. Массив вытянут в широтном направлении. К западу он, постепенно суживаясь, принимает форму дайкообразной пластовой интрузии. В этой части интрузивный массив зажат между верхнесенонскими известняками, поставленными на голову, или крутопадающими на север.

Известняки развиты в северо-восточной, южной и юго-западной частях массива. К востоку массив постепенно расширяется и ограничивается породами эоценовой толщи. Эоценовая толща, главным образом, представлена туфами и туфобрекчиями, и среди них выделяются кристаллические и агломератовые туфы.

К современным геологическим образованиям следует отнести делювиальные отложения и каменные россыпи, распространенные к югу от перидотитового массива.

Шоржинский массив состоит из перидотита, являющегося главной массой интрузива. По минералогическому составу среди перидотита различаются: верлиты, саксониты и лерцолиты.

Дуниты, к которым приурочены месторождения хромита, по занимаемой площади стоят на втором месте. В основном, форма и условия залегания дунитовых участков отвечают общей форме и строению перидотитового массива.

Кроме вышеописанных пород, в геологическом строении участка принимают участие также: пироксениты, троктолиты, серпентиниты, листвениты и др., которые играют весьма подчиненную роль.

Гидрогеологическая обстановка Шоржинского месторождения не отличается сложностью. Слагающие этот участок породы, известняки, ультраосновные породы и др., в той или иной степени трещиноваты, и тем самым создают благоприятную обстановку для просачивания атмосферных осадков на глубину до определенных горизонтов, отличающихся своей водоупорностью.

Известняки, составляющие здесь северное крыло антиклинали и падающие на север под углом $40-45^\circ$, дренируют поверхностные воды в сторону от месторождения. Таким образом, область питания подземных вод расположена несколько севернее и северо-восточнее Шоржинского месторождения. Такая же картина наблюдается в южной части перидотитового массива, где те же известняки падают круто на юг под углом $50-60^\circ$. Атмосферные осадки, выпадающие непосредственно на поверхность ультраосновных пород, поступают в систему трещин и направляются по ним в сторону оз. Севан. На всей площади распространения ультрабазитов отмечены несколько выходов подземных вод в виде родников с весьма незначительными дебитами. Все они приурочены исключительно к контактовой полосе ультраосновных пород, в частности перидотитов с дунитами.

За пределами месторождения, в области распространения меловых известняков, отмечены несколько групп родников с значительным дебитом. Выходы этих вод приурочены к трещиноватым известнякам, где происходит их формирование и дальнейшая циркуляция. Недостаточность числа выходов подземных вод на дневную поверхность на площади месторождения, а главное, отсутствие значительно развитой гидрографической сети не дало нам возможности провести детальные гидрохимические исследования.

Таким образом, южные склоны Севанского хребта, в пределах Шоржинского месторождения, сложенные, в основном, известняками и туфогенными породами, являются невлагоемкими и лишены способности накопления сколько-нибудь значительного запаса подземных вод, заслуживающих внимания.

На Шоржинском месторождении отчетливо выделяются два типа вод:

1. Трещинные воды, связанные с верхнесенонскими известняками.
2. Воды, приуроченные к контакту основных и ультраосновных пород.

Ко второму типу относятся также воды, связанные с разведочными выработками западного и центрального участков месторождения.

По химическому составу также выделяются два типа вод:

1. Гидрокарбонатно-магниевые воды.
2. Гидрокарбонатно-кальциевые воды.

К первому типу вод относятся воды горных выработок месторождения, а также родниковые, выступающие на дневную поверхность в пределах перидотитового массива. Общая минерализация этих вод небольшая, от 200 до 750 мг/л сухого остатка.

В анионном ряду доминирует гидрокарбонат, содержание которого во многих пробах достигает 90 и более процентов. Сульфат-ион составляет 4—8%. Содержание хлора незначительное.

В составе катионов преобладающим является ион магния. В водах этого типа магния содержится не менее 80%. Что касается содержания натрия и кальция, они попеременно в различных пробах доминируют один над другим.

Железо определялось общее, содержание его не превышает 2%, а во многих пробах оно не обнаружено.

К гидрокарбонатно-кальциевым водам относятся родниковые воды, приуроченные к осадочной толще меловых известняков, залегающей за пределами перидотитового массива. Общая минерализация этих вод незначительная, колеблется от 200 до 350 мг/л сухого остатка. Содержание кальция в этих водах превышает 50%.

Далее следует магний (от 29% до 49%). Натрия содержится в среднем 3—4%, за исключением двух проб (№№ 22 и 26), где содержание натрия достигает 20%.

Среди анионов, как и в предыдущей группе, превалирует гидрокарбонат-ион (85%—90%). Содержание сульфат-иона не превышает 9%, оно составляет в среднем 5—6%. Хлор-ион занимает последнее место, его содержание не превышает 7%.

Концентрация водородных ионов (рН) определялась колориметрическим методом, точность которого доходит до 0,1—0,2 рН. Величина рН в водах Шоржинского месторождения колеблется в пределах 7,6—7,7, что отвечает слабо-щелочной среде.

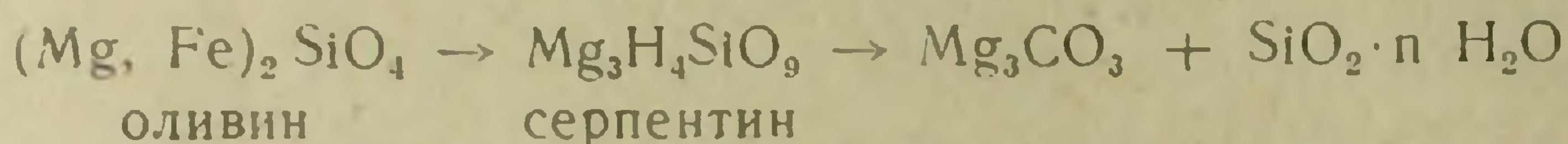
По глубине циркуляции подземные воды района относятся к водам зоны просачивания, т. е. расположены между поверхностью и уровнем грунтовых вод.

В основном, формирование химического состава вод происходит под действием атмосферных осадков, обогащенных кислородом и углекислотой, при взаимодействии с окружающими породами, и, в частности, с корой выветривания ультраосновных пород. Здесь в значительной мере происходят процессы растворения, которые и создают основные черты химического состава вод района месторождения.

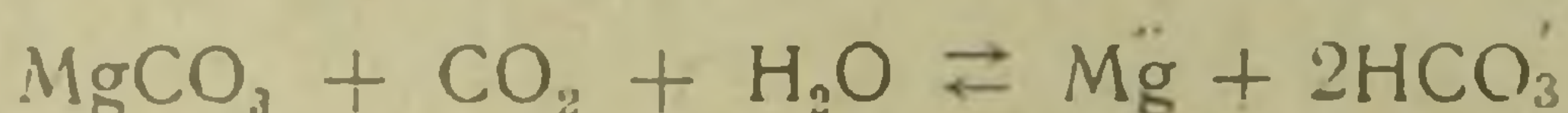
Таким образом, все данные позволяют нам отнести подземные воды Шоржинского месторождения к группе вод выщелачивания.

Окислительные процессы действуют весьма ограничено, даже в пределах района месторождения. Этому обстоятельству прежде всего препятствуют морфолого-тектонические факторы, отрицательно действующие на образование окисленной зоны, а также такие факторы, как общие особенности металлогении района, характер рудных тел и др.

Нами было отмечено, что в гидрокарбонатно-магниевых водах наблюдается некоторое повышение общей минерализации. Данные химических анализов позволили выявить, что это повышение общей минерализации идет за счет увеличения в водах иона магния. Накопление иона магния в водах гидрокарбонатно-магневого типа происходит в результате растворения карбоната магния. Карбонат магния образуется при процессе серпентинизации пород ультраосновной формации, и, главным образом, минерала оливина.



в дальнейшем, при воздействии на MgCO_3 воды происходит растворение:



Таким образом, повышенное содержание иона магния в водах может служить косвенным гидрохимическим поисковым признаком на хром в пределах развития ультраосновных пород, в частности в перидотитах, а также, по-видимому, на металлы — спутники: ванадий, кобальт и никель.

Другим гидрохимическим поисковым признаком на хром может служить отношение магния к кальцию. Во всех пробах воды гидрокарбонатно-магневого типа района Шоржинского месторождения наблюдается высокое отношение $\frac{\text{Mg}}{\text{Ca}}$, равное 20—28, а в некоторых случаях и более.

Имея такое высокое отношение магния к кальцию в водах, где общая минерализация не превышает 700 мг/л сухого остатка, можно считать коэффициент $\frac{\text{Mg}}{\text{Ca}}$ косвенным гидрохимическим поисковым признаком.

Железо в большинстве проанализированных проб отсутствует. В очень немногих его содержание доходит до 3 мг/л. Дело здесь в том, что при процессе серпентинизации происходит переход закисного железа в окисное, а последнее, при величине pH среды, равной 7,6—7,7, выпадает в осадок. Другой причиной, препятствующей переходу железа в раствор, могут служить также имеющие, по-видимому, место процессы гидролиза.

Одной из главных задач наших гидрохимических исследований являлось выяснение вопросов, связанных с концентрацией, распределением и миграцией хрома в водной среде.

Следует отметить, что о гидрохимии хрома почти нет никаких данных, которые помогли бы нам в решении вышепоставленных вопросов. Нам пришлось выяснять все эти вопросы на конкретных, имеющихся в нашем распоряжении фактических материалах, собранных при проведении гидрохимических исследований только в районе Шоржинского хромитоносного месторождения.

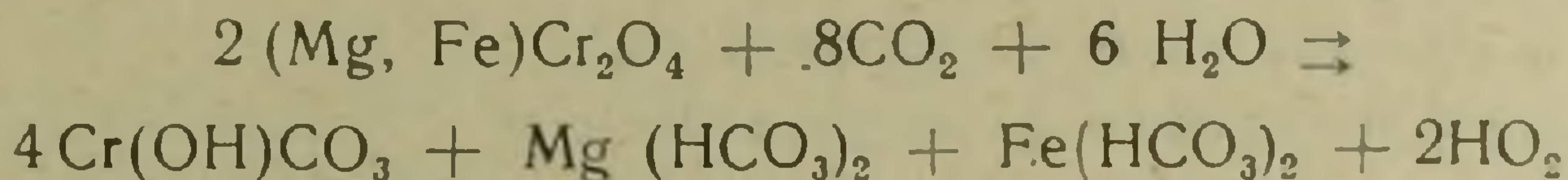
На Шоржинском месторождении нами были опробированы все выходы подземных вод. Результаты химических анализов показывают, что во многих из отобранных проб хром присутствует в виде некоторых хромистых соединений в количестве от нескольких гамм до 1,230 мг на литр.

По литературе известно, что хром, ванадий, сера и другие элементы в условиях окислительной среды в высоких степенях окисления образуют растворимые соединения — хроматы, ванадаты, сульфаты и др.

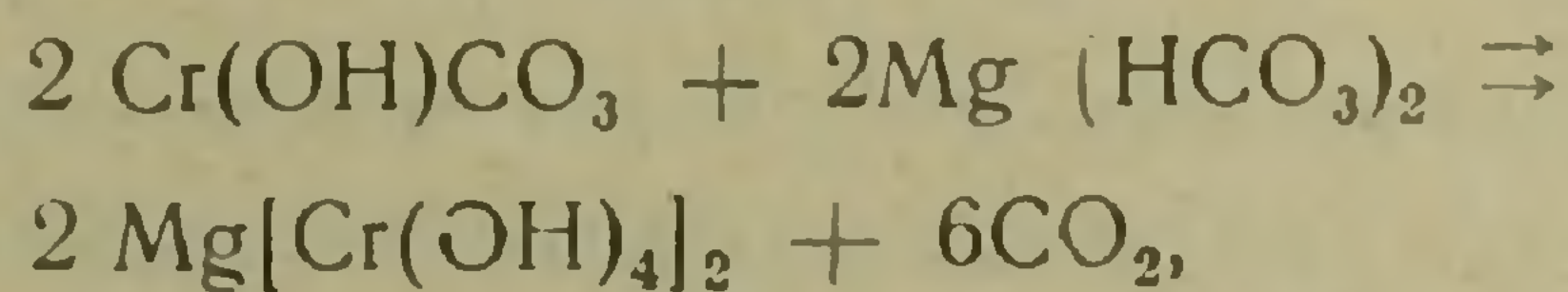
Несмотря на то, что на месторождении очень слабо или почти не выражены окислительные процессы, все же нужно признать, что общая гидрохимическая среда окислительная с последующими более сильно выраженными процессами выщелачивания.

Обращаясь к вопросу о переходе хрома в водный раствор, отметим, что основными рудными минералами хрома на Шоржинском месторождении являются хромшпинелиды, принадлежащие к минеральному виду — магнохромиту $(Mg, Fe) Cr_2O_4$. Переход хрома в водный раствор осуществляется, по-видимому, по следующей схеме.

При воздействии на минералы-хромшпинелиды с химическим составом $(Mg, Fe) Cr_2O_4$ свободной углекислоты и воды образуется так называемая основная соль хрома предполагаемого состава по уравнению:



Так как циркулирующие в пределах месторождения воды носят, в основном, гидрокарбонатно-магниевый характер, то в дальнейшем при взаимодействии этих вод с основной солью хрома возможно образование следующего воднорастворимого соединения:



в виде которого хром содержится в водном растворе и им переносится.

Таким образом, в условиях слабо выраженной окислительной среды хром переходит в раствор в виде воднорастворимого комплексного соединения $2Mg[Cr(OH)_4]_2$ и в этом же виде мигрирует.

К сожалению, неравномерность распределения выходов подземных вод на дневную поверхность не позволила составить гидрохимическую карту, где можно было бы оконтурить отдельные рудные поля и тела.

По содержанию хрома в водах Шоржинского месторождения можно считать, конкретно для данной зоны, содержание его в водах от слабых следов до порядка 10 гамм — 0,01 мг на литр фоновым, а более 0,01 мг на

литр аномальным, которое и может служить прямым гидрохимическим поисковым признаком на хром.

На Шоржинском месторождении нами также была проведена почвенно-гидрохимическая съемка. Почвенно-гидрохимический метод поисков рудных месторождений был предложен Н. И. Долухановой в 1951 г. и с успехом был проведен на медно-молибденовых, полиметаллических, медно- и серноколчеданных месторождениях Армянской ССР. Методика почвенно-гидрохимической съемки заключается в изучении интересующих нас металлов в воднорастворимой части почвы, путем отбора пробы в любой точке земной поверхности из наносов и в проведении анализов водных вытяжек.

На участке месторождения была разбита прямоугольная сетка со стороной квадрата в 100 м. Пробы отбирались по профилям строго через каждые 100 м. При проведении почвенной съемки основой служила геологическая карта крупного масштаба.

Приготовление почвенных вытяжек и определение хрома в них колориметрическим методом производились в гидрохимической лаборатории ИГН АН Армянской ССР.

При приготовлении вытяжек на хром почва прокаливалась до полного сгорания органических веществ, мешающих определению хрома.

Почвенный покров на месторождении незначительный и равномерно покрывает весь участок. Отсутствует он на скалистых выходах по неглубоким ущельям. В основном, на участке месторождения почва представлена материалом выветривания ультраосновных пород и, отчасти, наносами алювиально-делювиального характера.

Растительный покров почвы отсутствует, если не считать отдельных кустиков в северной части месторождения.

Прежде чем перейти к интерпретации результатов почвенно-гидрохимической съемки, кратко остановимся на характеристике структуры рудного поля месторождения.

Разведочными работами на Шоржинском месторождении выявлено, что рудные тела имеют линзообразные и гнездообразные формы, причем, они бывают часто вытянуты в одном направлении (преимущественно вертикальному).

Все обнаруженные участки оруденения приурочены исключительно к дунитам, которые среди перидотитовых масс распределены спорадически.

Размеры рудных тел невелики, отдельные гнезда часто измеряются всего лишь 1—3 м (в поперечнике). Линзообразные тела достигают длины 10—20 м при мощности 1—2 м.

Химические анализы почвенных вытяжек показали присутствие хрома во всех пробах (за исключением 8 проб из 129, где хром не был обнаружен) в количестве от слабых следов до 2,720 мг/100 г почвы.

Эти данные позволили составить карту полей равного содержания хрома в воднорастворимой части почв. На этой карте выделено пять интервалов содержания хрома в мг на 100 г почвы: 1—хром не обнаружен;

2—от 0,001 до 0,100; 3—от 0,100 до 0,300; 4—от 0,300 до 0,500 и; 5—от 0,500 и более.

Фоновым содержанием является содержание хрома от 0,100—0,300 мг на 100 г почвы. На общем фоне выделяется несколько значительных аномалий.

Результаты анализов почвенных вытяжек позволили нам выделить на месторождении аномальные участки, большинство которых исключительно хорошо увязывается с геологической обстановкой района и накладывается на дунитовые тела с приуроченными к ним хромитовыми гнездами. На некоторых участках выделенные аномалии, возможно, связаны с залегающими на глубине слепыми рудными телами.

В заключение следует отметить, что проведенная на Шоржинском месторождении опытная почвенно-гидрохимическая съемка на хром дала весьма положительные результаты и в дальнейшем с успехом может применяться при поисках месторождений хрома на площадях, где отсутствуют выходы воды.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР.

Поступила 8.I. 1962.

Ա. Ռ. ԳԱԼՍՅԱՆ

ՇՈՐԺԱՅԻ ՔՐՈՄԻՏԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԻԴՐՈԳԵՈԳՆՈՐԵՄԻԱՅԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Շորժայի քրոմիտային հանքավայրում կատարած հիդրոքիմիական հետազոտությունների հիմնական խնդիրն է եղել պարզել ուտրահիմքային ապարների զարգացման սահմաններում շրջանառվող ջրերում քրոմի բաշխման օրինաչափությունը և կոնցենտրացիան, ինչպես նաև բնական ջրային լուծույթներում քրոմի տեղաշարժման հարցերը:

Այս հետազոտությունների շնորհիվ պարզվել է, որ Շորժայի հանքավայրում հիմնականում շրջանառվում են երկու տիպի ջրեր՝ հիդրոկարբոնատային-կալցիումային, որոնք գտնվում են կրաքարերի շրջանում, և հիդրոկարբոնատային-մագնեզիումային ջրեր, որոնք շրջանառվում են ուտրահիմքային ապարների տարածման սահմաններում:

Շորժայի հանքավայրի ջրերի քիմիական բաղադրության ձևավորումը հիմնականում կատարվում է ագրեսիվ մթնոլորտային տեղումների և շրջապատի ապարների փոխներգործության ազդեցությամբ:

Այստեղ տեղի ունեցող լուծման պրոցեսների մեծ մասը, որոնք և ստեղծում են ջրի քիմիական բաղադրության հիմքը, թույլ են տալիս Շորժայի հանքավայրի ստորերկրյա ջրերը վերագրել ալկալիացման ջրերի խմբին:

Հստակ միևնույն ժամանակ հիդրոկարբոնատային-մագնեզիումային ջրերը ղգալիորեն տարբերվում են հիդրոկարբոնատային-կալցիումային

ջրերից: Այդ ջրերում չոր մնացուկը հասնում է 750 մգ/լիտրի, այն դեպքում, երբ կալցիումային ջրերում այն չի անցնում 350 մգ/լիտրից:

Հիդրոկարբոնատային-մագնեզիումային ջրերի ընդհանուր բարձր միներալիզացիան սերտորեն կապված է մագնեզիումի բաղադրիչի պարունակությամբ, որի ներբերումը կատարվում է ուտրահիմքային ապարներից:

Այս տիպի ջրերը կարող են ծառայել ինչպես քրոմի, այնպես էլ ուղեկից մետաղների՝ վանադիումի, կոբալտի և նիկելի հիդրոքսիմիական որոնման անուղղակի հատկանիշ:

Քրոմի անցումը լուծույթի մեջ, ըստ երևույթին, կատարվում է նշված սխեմայով և $\text{Mg}[\text{Cr}(\text{HO})_4]_2$ և ջրում լուծվող կոմպլեքսային միացության ձևով տեղաշարժվում է հանքավայրերի սահմաններում շրջանառվող ջրերում:

Ջրի լուծամղուկների միջոցով կատարած քիմիական անալիզի արդյունքների հիման վրա առանձնացվել են շեղումային տեղամասեր: Սրանց մեծ մասը լավ կապվում է շրջանի երկրաբանական կառուցվածքի հետ: Դրանից բացի, այն հզրագծված տեղամասերը, որտեղ հողա-հիդրոքսիմիական նկարահանումները ցույց են տալիս քրոմի բարձր պարունակություն հողում, հանդիսանում են հեռանկարային և արժանի են հետազոտման:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г. Хромиты СССР. Изд. АН СССР, 1937.
2. Бродский А. А. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1957.
3. Долуханова Н. И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1958.
4. Кюрегян Э. А. Реакция вытяжек при поисковой почвенно-гидрохимической съемке. Изв. АН АрмССР, т. XI, № 5, 1958.

ГИДРОГЕОХИМИЯ

С. Р. КРАИНОВ, М. Х. КОРОЛЬКОВА

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ
МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЕКИСЛЫХ ВОДАХ АРМЕНИИ

Распространение отдельных микроэлементов в углекислых водах Армении изучалось А. П. Демехиным, Н. И. Долухановой, А. М. Меликсяном, О. А. Бозояном, А. А. Тер-Мартirosяном, Л. Н. Барабановым и др. Нами было проведено опробование основных типов углекислых вод Армении на содержание микроэлементов. В настоящей статье разбираются следующие из них:

1. Рудные халькофильные элементы: цинк, медь, свинец.
2. Типичные элементы морских осадочных пород: бром, йод.
3. Элементы промежуточного характера: мышьяк, бор.

Химические определения в водах указанных элементов производились по принятым в Институте ВСЕГИНГЕО методиками [7] непосредственно в процессе полевых исследований на базе партии*.

В соответствии с данными К. Н. Паффенгольца [10], В. Л. Егояна [5], А. А. Габриеляна [3], на территории Армении и прилежащих частей Малого Кавказа выделяются 3 крупных структурно-тектонических зоны:

1. Сомхетско-Кафанская зона,
2. Армянская складчатая зона,
3. Нахичеванская складчатая зона.

Указанные зоны, по В. Л. Егояну [5], разделены глубинными разломами регионального характера.

Сомхетско-Кафанская зона бедна углекислыми водами. Число выходов здесь невелико, а химический состав вод на большей территории однообразен. В Сомхетской части формирование углекислых вод происходит в основном в вулканогенно-осадочных породах нижней и средней юры. Здесь развиты жильные воды. По своему химизму это преимущественно-гидрокарбонатно-кальциевые воды с минерализацией до 2,5 г/л. Температуры их не превышает 16°C.

В Кафанско-Сюникской (Зангезурской) части, в формировании углекислых вод принимают большое участие, наряду с вышеперечисленными, также и карбонатные породы верхней юры. Здесь, кроме обычных жильных гидрокарбонатно-кальциевых вод, развиты пластовые гидрокарбонат-

* Химические анализы проводились химиками Н. Прусаковой, Н. Торопацкой и В. Яковлевой.

но-хлоридные натриевые воды, формирующиеся в пластах карбонатных пород верхнеюрского комплекса [14].

Армянская складчатая зона обладает наиболее разнообразными химическими типами углекислых вод, а также большими колебаниями их температур. Выделяется несколько артезианских бассейнов, как то Айоцдзорский (Даралагезский), Памбакский, Чатминский и др. Основным водоносным горизонтом этих бассейнов является верхнемеловый карбонатный комплекс.

Вторым типом артезианских бассейнов являются прогибы Ереванский и Севанский, выполненные мощной толщей неогеновых пород.

В них основным водоносным горизонтом являются миоплиоценовые осадочные толщи. В артезианских бассейнах Армянской складчатой зоны формируются: гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-натриевые, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией от сотен мг/л до 40 г/л. Температура вод колеблется от 6° до 64°C. Наибольшим разнообразием химизма и температуры углекислых вод обладает Айоцдзорский артезианский бассейн. Отдельные типы формируются в пределах: а) антиклинальных поднятий, сложенных древними метаморфическими и кристаллическими породами, и б) крупных полей гранитоидов. Формирование вод происходит под интенсивным воздействием поствулканических процессов. Наибольшее влияние последних испытывает Айоцдзорский артезианский бассейн, где известны вулканические проявления позднечетвертичного времени.

Большое значение в выводе термальных углекислых вод артезианских бассейнов и кристаллических массивов Армянской складчатой зоны имеет Анкавано-Сюникский разлом [3], к зоне которого тяготеют термы Анкавана, верховьев р. Арпы, долины р. Воротан.

Нахичеванская складчатая зона в пределах Армении бедна углекислыми водами. На ее территории Л. Н. Барабановым [2] выделяется Приараксинский артезианский бассейн, главным водоносным горизонтом которого является комплекс карбонатных пород палеозоя. Здесь развиты слабо-термальные углекисло-азотные воды гидрокарбонатно-кальциевого состава.

Ниже излагается фактический материал по распространению микроэлементов в углекислых водах различных структурно-тектонических зон Армении.

Сомхетско-Кафанская зона

В пределах Сомхетско-Кафанской зоны нами опробованы источники: Ахкерпи, Санаин, Шамлуг, Иджеван, Мосес, Ягдан, Севкар, Шервананц, Гиратах, Уруд, Шамб, Караундж, Шахвердляр и другие.

Максимальные содержания отдельных микроэлементов в холодных углекислых водах приводятся в таблице 1.

Гораздо более высокими содержаниями многих элементов отличаются термальные воды Сюника, формирующиеся в карбонатных породах верхнеюрского комплекса (табл. 2).

Таблица 1

Максимальные содержания микроэлементов в холодных углекислых водах
Сомхетско-Кафавской зоны

Элементы	Среднее содержа- ние, мг/л	Максим. содерж., мг/г	Источник с максим. содержан.	Формула Курлова
Zn	0,018	0,040	Санани	$\text{CO}_{1,1}^2 \text{M}_{2,5} \frac{\text{HCO}_{80}^3}{\text{Na}_{53} \text{Ca}_{25} \text{Mg}_{16}} \text{ t } 16^\circ$
Cu	0,001	0,040	Санани	"
Pb	0,007	0,030	Ахкерпи	$\text{CO}_{1,2}^2 \text{M}_{1,7} \frac{\text{HCO}_{85}^3 - \text{Cl}_{16}}{\text{Ca}_{55} \text{Mg}_{23} \text{Na}_{22}} \text{ t } 10,2^\circ$
As	0,027	0,200	Ягдан	$\text{CO}_{0,8}^2 \text{M}_{1,3} \frac{\text{SO}_{39}^4 \text{HCO}_{36}^3}{\text{Ca}_{60} \text{Na}_{27} \text{Mg}_{12}} \text{ t } 7^\circ$
B	0,500	1,000	Ягдан	"
Br	0,300	1,700	Ягдан	"
J	0,400	0,800	Севкар	$\text{CO}_{0,9}^2 \text{M}_{1,8} \frac{\text{HCO}_{85}^3 \text{SO}_{15}^4}{\text{Ca}_{42} \text{Mg}_{42} \text{Na}_{16}} \text{ t } 9^\circ$

Таблица 2

Максимальные содержания микроэлементов в термальных водах Сюника

Элементы	Среднее содержа- ние, мг/л	Максим. содерж., г/мл	Источник с максим. содержан.	Формула Курлова
Zn	0,05	0,150	Караундж	$\text{CO}_{0,6}^2 \text{M}_{3,2} \frac{\text{HCO}_{57}^3 \text{Cl}_{22} \text{SO}_{20}^4}{\text{Na}_{43} \text{Ca}_{31} \text{Mg}_{25}} \text{ t } 20^\circ$
Cu	0,003	0,008	"	"
Pb	0,008	0,030	Шамб	$\text{CO}_{0,5}^2 \text{M}_{3,8} \frac{\text{HCO}_{60}^3 \text{Cl}_{20}}{\text{Na}_{43} \text{Ca}_{34} \text{Mg}_{22}} \text{ t } 26^\circ$
As	0,042	0,070	Уруд	$\text{CO}_{0,8}^{20} \text{M}_{3,6} \frac{\text{HCO}_{62}^3 \text{Cl}_{22}}{\text{Na}_{42} \text{Ca}_{19} \text{Mg}_{16}} \text{ t } 25^\circ$
B	2	7	"	"
Br	1,3	1,900	Шамб	"
J	0,4	0,800	Караундж	"

Армянская складчатая зона

Айоцдзорский бассейн обладает небольшим разнообразием как в отношении химизма углекислых вод, так и их температуры. Здесь формируются холодные и слаботермальные гидрокарбонатно-кальциевые воды (источники Салли, Ангехакот и др.), холодные и слаботермальные гидрокарбонатно-натриевые воды (источники Сойлан, Меличка, Кечут, Дали-чай, Базар-чай и др.), холодные и слабо термальные воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого типов (источники Эрдапин, Горбатех, Алаяз, Дараяорт и др.), а также гипертермальные гидрокарбонатно-натриевые воды Джермука. В пределах Айоцдзорского бассейна нами опробованы источники: Салли, Эрдапин, Горбатех, Алаяз, Меличка, Сойлан, Булахляр, Мамарза, Кечут, Джермук, Дараяорт, Дали-чай, Базар-чай, Ангехакот, Сисиан. Данные о максимальных содержаниях отдельных микроэлементов в этих водах приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Максимальные содержания микроэлементов в углекислых водах Айоцдзорского бассейна

Элементы	Среднее содержание, мг/л	Максим. содерж., мг/г	Источник	Формула Курлова
Zn	0,02	0,100	Алаяз	$\text{CO}_{1,5}^2\text{M}_{2,3} \frac{\text{HCO}_{58}^3\text{Cl}_{36}}{\text{Na}_{54}\text{Ca}_{30}} \text{ t } 13^\circ$
Cu	0,002	0,005	Алаяз	$\text{CO}_{1,5}^2\text{M}_{2,3} \frac{\text{HCO}_{58}^3\text{Cl}_{36}}{\text{Na}_{34}\text{Ca}_{30}} \text{ t } 13^\circ$
Pb	0,001	0,010	Базар-чай	$\text{CO}_{2,0}^2\text{M}_{0,9} \frac{\text{HCO}_{77}^3\text{SO}_{13}^4}{\text{Na}_{52}\text{Ca}_{20}} \text{ t } 9^\circ$
As	0,12	1,000	Джермук	$\text{CO}_{0,8}^2\text{M}_{3,8} \frac{\text{HCO}_{53}^3\text{SO}_{27}^4\text{Cl}_{19}}{\text{Na}_{76}\text{Ca}_{10}} \text{ t } 64^\circ$
B	15	50	Горбатех	$\text{CO}_{0,5}^2\text{M}_{10,3} \frac{\text{Cl}_{41}\text{HCO}_{43}^3}{\text{Na}_{80}\text{Ca}_{15}} \text{ t } 13^\circ$
Br	1,6	4		
J	0,5	1,6	Алаяз	$\text{CO}_{1,5}^2\text{M}_{2,3} \frac{\text{HCO}_{58}^3\text{Cl}_{36}}{\text{Na}_{54}\text{Ca}_{30}} \text{ t } 13^\circ$

Памбакский бассейн. В его пределах известны холодные гидрокарбонатно-кальциевые воды (источники Туту-джур, Бзовдал, Черная речка, Фролова балка, Фиолетово и др.), гидрокарбонатно-натриевые воды (источники Дилижан, Желтая речка, Катнахпюр, Памбак и др.), а также термальные гидрокарбонатно-натриевые воды (Маймех).

Нами опробованы источники: Фиолетово, Фролова балка, Катнахпюр, Желтая речка, Черная речка, Бзовдал, Памбак, Дилижан, Тутуджур. Максимальные содержания отдельных микроэлементов в водах этих источников приводятся в табл. 4.

Таблица 4

Максимальные содержания микроэлементов в углекислых водах Памбакского бассейна

Элементы	Среднее содержание, мг/л	Максим. содерж., мг/л	Источник с максим. содержан.	Формула Курлова
Zn	0,03	0,200	Желтая речка	$\text{CO}_{1,5}^2 \text{M}_{3,5} \frac{\text{HCO}_{64}^3 \text{Cl}_{32}}{\text{Na}_{63} \text{Ca}_{22}} \text{ t } 8^\circ$
Cu	0,010	0,040	Черная речка	$\text{CO}_{2,0}^2 \text{M}_{1,4} \frac{\text{HCO}_{93}^3}{\text{Ca}_{40} \text{Mg}_{32}} \text{ t } 16^\circ$
Pb	0,011	0,050	Черная речка	.
As	0,120	0,41	Черная речка	.
B	3,700	10,000	Желтая речка	$\text{CO}_{1,5}^2 \text{M}_{3,5} \frac{\text{HCO}_{64}^3 \text{Cl}_{32}}{\text{Na}_{63} \text{Ca}_{22}} \text{ t } 8^\circ$
Br	0,200	1,100	Туту-джур	$\text{CO}_{1,0}^2 \text{M}_{2,3} \frac{\text{HCO}_{50}^3 \text{SO}_{37}^4}{\text{Ca}_{45} \text{Na}_{37} \text{Mg}_{17}} \text{ t } 8^\circ$
J	0,100	0,800	Туту-джур	.

Чатминский бассейн. В его пределах известны холодные гидрокарбонатно-кальциевые (источники Джанатлу, Шор-су и др.), гидрокарбонатно-натриевые (источники Веди, Агбаш и др.) углекислые воды.

Нами опробованы источники: Веди, Агбаш, Шор-су, Джанатлу. Максимальное содержание в них микроэлементов приводится в табл. 5.

Ереванский бассейн. В его пределах миоплиоценовые отложения вмещают значительные залежи каменной соли и гипса, вследствие чего формирующиеся в комплексе неогеновых отложений углекислые воды обладают чрезвычайно разнообразным химическим составом. Преобладающим распространением здесь пользуются гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые (источники Арзни и др.) и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды (источники Арзни, Кенсали, Двин и др.).

Нами опробованы источники: Арзни, Аргел, Кенсали, Шорахпюр, Двин. Максимальное содержание микроэлементов в водах этих источников приводится в табл. 6.

Севанский бассейн. Основные типы углекислых вод этого бассейна формируются в слегка засоленных континентальных и морских отложениях миоплиоцена. Развиты холодные и слабо термальные гидрокарбонатно-кальциевые и магниевые (источники гг. Камо и Мартуни), а так-

Максимальные содержания микроэлементов в углекислых водах Чатминского бассейна

Элементы	Среднее содерж., мг/л	Максим. содерж., мг/л	Источник с максим. содержан.	Формула Курлова
Zn	0,100	0,400	Шор-су	$\text{CO}_{0,3}^2 \text{M}_{1,3} \frac{\text{HCO}_{80}^3 \text{SO}_{17}^4}{\text{Ca}_{54} \text{Na}_{27}} \text{ t } 10^\circ$
Cu	0,001	0,002	Веди	$\text{CO}_{1,9}^2 \text{M}_{2,7} \frac{\text{HCO}_{82}^3 \text{SO}_{11}^4}{\text{Na}_{41} \text{Ca}_{39}} \text{ t } 19^\circ$
Pb	0,010	0,020	Веди	"
As	0,050	0,100	Джанатлу	$\text{CO}^2 \text{M} \frac{\text{HCO}^3}{\text{Ca}} \text{ t}$
Br	0,900	1,600	"	"
Br	0,300	1,000	Агбаш	$\text{CO}_{0,5}^2 \text{M}_{1,0} \frac{\text{HCO}_{75}^3}{\text{Na}_{72} \text{Ca}_{28}} \text{ t } 16^\circ$
J	0,100	0,400	Джанатлу	$\text{CO}^2 \text{M} \frac{\text{HCO}^3}{\text{Ca}} \text{ t}$

же гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды (скважины на побережье оз. Севан и у с. Личк).

В пределах Севанского бассейна нами опробованы источники гор. Камо, гор. Мартуни, а также скважины, пробуренные между этими городами (Личкская и др.).

Содержание в этих водах микроэлементов приводится в табл. 7.

Арзаканский массив. В пределах этого массива, сложенного древними метаморфическими и кристаллическими породами, известны выходы термальных хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых (Анкаван), гидрокарбонатно-натриевых (Кабахлу и др.) и холодных гидрокарбонатно-кальциевых и магниевых (Кармир-Овит) вод.

Нами были опробованы источники: Анкаван, Уляшик, Кармир-Овит. Эти воды характеризуются содержаниями микроэлементов, приведенными в табл. 8.

Мегринский плутон. В гранитоидных породах этого плутона, а также в порфиритах, окружающих его юрских и среднеэоценовых пород, формируются углекислые воды разнообразного состава. Преобладающим типом является гидрокарбонатно-кальциевый (источники Каджаран, Кирс, Гярд, Аджебадж, Агарак и др.). Наряду с тем отмечаются гидрокарбонатно-натриевые (источники Курис) и даже гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые (источники Личк, Таштун, долины р. Мегригет)

Таблица 6

Максимальные содержания микроэлементов в углекислых водах Ереванского бассейна

Элементы	Среднее содерж., мг/л	Максим. содерж., мг/л	Источник с максим. содержан.	Формула Курлова
Zn	0,008	0,030	Двин	$\text{CO}_{0,8}^2 \text{M}_{26,7} \text{Cl}_{74} \frac{\text{HCO}_{23}^3}{\text{Na}_{95}} \text{ t } 8^\circ$
Cu	0,016	0,060	.	$\text{CO}_{0,8}^2 \text{M}_{11,3} \text{Cl}_{75} \frac{\text{HCO}_{20}^3}{\text{Na}_{95}} \text{ t } 8^\circ$
Pb	0,004	0,040	.	$\text{CO}_{0,8}^2 \text{M}_{26,7} \text{Cl}_{74} \frac{\text{HCO}_{23}^3}{\text{Na}_{95}} \text{ t } 8^\circ$
As	0,200	0,800	Арзни	$\text{CO}_{0,8}^2 \text{M}_{22} \text{Cl}_{51} \frac{\text{HCO}_{37}^3}{\text{Na}_{70} \text{Ca}_{15}} \text{ t } 16^\circ$
B	50	100	Двин	$\text{CO}_{1,8}^2 \text{M}_{26,7} \text{Cl}_{74} \frac{\text{HCO}_{23}^3}{\text{Na}_{95}} \text{ t } 8^\circ$
Br	23,000	54,000	.	$\text{CO}_{1,0}^2 \text{M}_{29,7} \text{Cl}_{73} \frac{\text{HCO}_{23}^3}{\text{Na}_{94}} \text{ t } 8^\circ$
I	4,900	16,800	Двин	$\text{CO}_{1,0}^2 \text{M}_{32,0} \frac{\text{Cl}_{91}}{\text{Na}_{95}} \text{ t } 8^\circ$

воды. Интересно, что появление гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод отмечается в непосредственной близости от плиоценовых неинтрузий (типа Нахичеванских), внедрившихся в более древние гранитоиды Мегринского плутона.

Нами опробованы источники: Каджаран, Дастакерт, Кюврах, Толорс, Кзыл-Шафак, Личк, Таштун, Курис. Содержания микроэлементов в этих водах приводятся в табл. 9.

В. Нахичеванская складчатая зона

В Приараксинском артезианском бассейне углекислые воды преимущественно формируются в карбонатных породах палеозоя. Развиты гидрокарбонатно-кальциевые слабо термальные воды с небольшой минерализацией. По газовому составу они углекисло-азотные. Нами опробованы Араратские и Аренийские источники. Содержания микроэлементов в водах этих источников приводятся в табл. 10.

Анализ всего приведенного материала по различным зонам позволяет сделать следующие выводы об особенностях миграции микроэлементов.

Ц и н к. Содержания цинка колеблются от «нет» до 0,3—0,4 мг/л.

Таблица 7

Максимальные содержания микроэлементов в углекислых водах Севанского бассейна

Элементы	Среднее содерж., мг/л	Максим. содерж. мг/л	Источник с максим. содержан.	Формула Курлова
Zn	0,010	0,03	скв. № 1 у сел. Личк	$CO_{0,6}^2 M_{1,3} \frac{HCO_{76}^3 Cl_{17}}{Na_{39} Mg_{32}} \quad t \quad 15^{\circ}$
Cu	0,004	0,008	Камо	$CO_{1,5}^2 M_{2,7} \frac{HCO_{52}^3 Cl_{45}}{Mg_{40} Na_{40}} \quad t \quad 17^{\circ}$
Pb	0,005	0,015	скв. 2 у сел. Личк	$CO_{0,6}^2 M_{2,5} \frac{HCO_{68}^3 Cl_{30}}{Na_{42} Mg_{33}} \quad t \quad 18^{\circ}$
As	0,007	0,020	скв. в г. Мартуни	$CO_{0,6}^2 M_{0,2} \frac{HCO_{90}^3}{Ca_{42} Mg_{32}} \quad t \quad 14^{\circ}$
B	1,600	4,000	скв. 2 у сел. Личк	$CO_{0,6}^2 M_{2,5} \frac{HCO_{68}^3 Cl_{30}}{Na_{42} Mg_{33}} \quad t \quad 18^{\circ}$
Br	2,000	4,300	Камо	$CO_{1,5}^2 M_{1,7} \frac{HCO_{56}^3 Cl_{41}}{Mg_{42} Na_{40}} \quad t \quad 17^{\circ}$
J	0,200	0,400	Камо	*

Значительные содержания цинка характерны как для Сомхетско-Кафанской, так и для Армянской складчатой зон. Решающим фактором, определяющим увеличение содержаний цинка в углекислых водах этих зон, является влияние рудоносных площадей.

Повышение содержания цинка (более 0,1 мг/л) характерно для углекислых вод, циркулирующих на участках развития сульфидной минерализации. Примером являются углекислые источники Дастакертского месторождения, долины р. Желтой (близ Чибухлинского колчеданного месторождения), источники Алаязского ущелья (близ Газминского полиметаллического месторождения) и т. д. Формирование углекислых вод с повышенным содержанием цинка происходит в самых разнообразных породах: в гранитоидах (Дастакерт), порфиритах эоцена (Желтая речка), карбонатных породах мела и эоцена (Алаяз).

Повышенные содержания цинка приурочены к разным типам вод: гидрокарбонатно-кальциевым (источники Дастакерта), гидрокарбонатно-натриевым (источники Желтой речки), гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым (источники Алаязского ущелья).

Некоторое увеличение содержаний цинка отмечается в высокоминерализованных водах хлоридно-натриевого типа: примером могут слу-

Таблица 8

Максимальные содержания микроэлементов в углекислых водах Арзаканского массива

Элементы	Среднее содерж., мг/л	Максим. содерж., мг/л	Источник с максим. содержан.	Формула Курлова
Zn	0,017	0,022	Анкаван, скв. 14	$\text{CO}_{2,9}^2 \text{M}_{5,8} \frac{\text{HCO}_{53}^3 \text{Cl}_{45}}{\text{Na}_{16} \text{Ca}_{17} \text{Mg}_{11}} \text{ t } 34^\circ$
Cu	0,002	0,005	Скв. с Уляшик	$\text{CO}_{2,0}^2 \text{M}_{3,6} \frac{\text{HCO}_{68}^3 \text{Cl}_{16} \text{SO}_{15}^4}{\text{Na}_{80} \text{Ca}_{12} \text{Mg}_3} \text{ t } 10^\circ$
Pb	нет	нет		
As	0,190	0,300	Анкаван, скв. 17	$\text{CO}_{2,9}^2 \text{M}_{6,7} \frac{\text{HCO}_{48}^3 \text{Cl}_{43}}{\text{Na}_{65} \text{Ca}_{24}} \text{ t } 27^\circ$
B	12,00	23,00	Анкаван, скв. 4	$\text{CO}_{2,9}^2 \text{M}_{6,8} \frac{\text{Cl}_{50} \text{HCO}_{48}^3}{\text{Na}_{61} \text{Ca}_{24} \text{Mg}_{12}} \text{ t } 27^\circ$
Br	0,900	2,600	Анкаван, скв. 42	$\text{CO}_{2,9}^2 \text{M}_{4,7} \frac{\text{HCO}_{52}^3 \text{Cl}_{47}}{\text{Na}_{62} \text{Ca}_{27} \text{Mg}_{11}} \text{ t } 34,5^\circ$
J	0,800	1,900	Анкаван, скв. 42	.

Таблица 9

Максимальные содержания микроэлементов в углекислых водах Мегринского плутона и окружающих его порфиритов юры и среднего эоцена

Элементы	Среднее содерж., мг/л	Максим. содерж., мг/л	Источник с максим. содержан.	Формула Курлова
Zn	0,08	0,320	Дастакерт	$\text{CO}_{1,0}^2 \text{M}_{1,5} \frac{\text{HCO}_{90}^3}{\text{Ca}_{60}} \text{ t } 8^\circ$
Cu	0,009	0,020	Личк ист.	$\text{CO}_{1,0}^2 \text{M}_{3,8} \frac{\text{HCO}_{53}^3 \text{Cl}_{38}}{\text{Na}_{56} \text{Ca}_{29}} \text{ t } 10^\circ$
Pb	нет	нет		
As	0,190	0,600	Личк скв.	$\text{CO}_{0,8}^2 \text{M}_{6,0} \frac{\text{HCO}_{50}^3 \text{Cl}_{45}}{\text{Na}_{73} \text{Ca}_{18}} \text{ t } 10^\circ$
B	20,200	45,000	Личк скв.	.
Br	0,500	1,200	Личк скв.	.
J	0,500	1,200	Личк ист.	$\text{CO}_{1,0}^2 \text{M}_{3,8} \frac{\text{HCO}_{53}^3 \text{Cl}_{38}}{\text{Na}_{56} \text{Ca}_{29}} \text{ t } 10^\circ$

Таблица 10

Максимальные содержания микроэлементов в углекисло-азотных водах
Приараксинского бассейна

Элементы	Среднее содерж., мг/л	Максим. содерж., мг/л	Источник с максим. содержан.	Форма Курлова
Zn	0,005	0,015	Арени	$\text{CO}_{0,5}^2 \text{M}_{0,9} \frac{\text{HCO}_{88}^3}{\text{Ca}_{59} \text{Na}_{21}} \text{ t } 23^\circ$
Cu	0,001	сл.	Арарат № 2	$\text{CO}_{0,5}^2 \text{M}_{1,1} \frac{\text{HCO}_{78}^3 \text{Cl}_{14}}{\text{Ca}_{59} \text{Na}_{23}}$
Pb	нет	нет		
As	0,01	0,016	Арарат № 1	$\text{CO}_{0,5}^2 \text{M}_{0,9} \frac{\text{HCO}_{87}^3}{\text{Ca}_{67} \text{Mg}_{20}} \text{ t } 26^\circ$
B	0,500	0,500	Арарат № 2	$\text{CO}_{0,5}^2 \text{M}_{1,1} \frac{\text{HCO}_{78}^3}{\text{Ca}_{59} \text{Na}_{23}} \text{ t } 26^\circ$
Br	0,100	0,400		
J	—	—		

жить Двинские источники, где содержание цинка 0,03 мг/л. Источники с повышенным содержанием цинка, как правило, холодные (до 15°C).

Медь. Содержания меди колеблются от «нет» до 0,06 мг/л. Наиболее высокие содержания меди отмечаются в углекислых водах Сомхетско-Кафанской и Армянской складчатой зон. Выделяются также 2 типа условий, приводящих к накоплению меди в углекислых водах.

1. Формирование углекислых вод в непосредственной близости к гидротермальным сульфидным рудопроявлениям (источники Черной реки близ колчеданного месторождения Чибухлы, источники Санаин близ Агвинского медно-колчеданного месторождения, источники долины р. Мегригет близ Личкской группы месторождений и др.). Содержания меди в этом случае более 0,02 мг/л.

2. Формирование высокоминерализованных углекислых вод хлоридно-карбонатно-натриевого типа (Двинские источники с содержанием меди 0,06 мг/л). Увеличение содержаний меди, по-видимому, связано с аккумуляцией рассеянной в породах меди за счет общего увеличения минерализации воды. Миграция меди в водах этого типа осуществляется в хлоридной форме.

Формирование углекислых вод с повышенным содержанием меди происходит в самых разнообразных породах: в гранитоидах (Личкские источники), эффузивах эоцена (источники Черной реки), вулканогенах юры (Санаин), а также в осадочных континентально-морских образованиях (источники Двина). Повышенные содержания меди приурочены к разнообразным типам вод: гидрокарбонатно-кальциевым (источники

Желтой реки), гидрокарбонатно-натриевым (Санаин), гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым (Личкская группа) и хлоридно-натриевым (Двин). Источники с повышенным содержанием меди, как правило, холодные.

С в и н е ц. Содержания свинца колеблются от «нет» до 0,05 мг/л.

Как и для меди, для свинца характерны 2 типа условий его накопления в водах:

1. Формирование углекислых вод в непосредственной близости к гидротермальным, сульфидным рудопроявлениям. Примером могут служить повышенные содержания свинца (более 0,02 мг/л) в водах источников Черной реки близ колчеданного месторождения Чибухлы и источников Ахкерпи близ медного месторождения Палан-Темян.

2. Формирование высокоминерализованных хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых углекислых вод. Увеличение содержаний свинца является следствием увеличения минерализации воды за счет рассеянного свинца в породах, причем миграция его в этом случае происходит в хлоридной форме.

Формирование углекислых вод с повышенным содержанием свинца происходит в разнообразных породах: эффузивах эоцена (источники Черной реки), вулканогенно-осадочных породах юры (Ахкерпи), неогеновых осадочных континентально-морских породах (Двин). Повышенные содержания свинца приурочены к различным типам вод: гидрокарбонатно-кальциевым (Ахкерпи, Черная река), гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым (Шамб), хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым (Двин).

Углекислые воды с повышенным содержанием свинца холодные или слабо термальные (Шамб).

М ы ш ь я к. Содержание мышьяка колеблется от «нет» до 1,0 мг/л. Наибольшие содержания мышьяка приурочены к углекислым водам Армянской складчатой зоны, а внутри нее — к Айоцзорскому и Ереванскому артезианским бассейнам. В первом из них максимальным содержанием обладают Джермукские термы, а во втором — Арзнинские воды. Выделяются три типа условий, приводящих к накоплению мышьяка в углекислых водах:

1. Формирование углекислых вод в районах рудных месторождений (источники Ягдан, Черной реки и др.). Причиной увеличения содержания мышьяка является разложение сульфидов, где в различных количествах обычно присутствует мышьяк. В районах рудных месторождений в холодных углекислых водах содержание мышьяка обычно составляет десятые доли мг/л, а в термальных водах может резко увеличиваться, достигая 1,0 мг/л (воды Джермука).

Углекислые воды с повышенным содержанием мышьяка, возникающим вследствие разложения сульфидов, могут обладать незначительной минерализацией. По своему химическому составу это гидрокарбонатно-кальциевые (Черная река), сульфатно-кальциевые (Ягдан), гидрокарбонатно-натриевые (Джермук) воды. Типичная парагенетическая ассо-

циация из рассматриваемых элементов в данном случае: Cu, Zn, Pb, As.

2. Формирование углекислых вод в артезианских бассейнах, подвергшихся влиянию позднечетвертичного вулканизма или внедрению плиоценовых интрузий (Айодзорский и Ереванский артезианские бассейны). Содержания мышьяка достигают 0,8 мг/л (Арзни), причем максимумы содержаний приурочены к относительно высокоминерализованным хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым водам типа Арзни, Эрдапин, Горбатех и пр.

Значительные содержания мышьяка часто ассоциируются с повышенными содержаниями бора и хлора. Источник появления повышенных содержаний мышьяка в водах такого типа в настоящее время неясен. Существуют несколько точек зрения, главными являются: а) выщелачивание и возгоны мышьяка из осадочных пород, вследствие действия на эти породы углекислых вод, в сочетании с процессами термометаморфизма в условиях аномального геотермического режима [6]; б) ювенильное происхождение мышьяка в водах [9].

Учитывая особенности геохимического распределения мышьяка в породах различных типов [9], особенности гидрогеологических условий рассматриваемых артезианских бассейнов, а также экспериментальные работы В. В. Красинцевой [6], можно полагать, что в данном случае главным источником мышьяка являются осадочные породы, из которых он извлекается как путем выщелачивания углекислыми термами, так и вследствие процессов термометаморфизма.

3. Формирование углекислых вод в пределах обширных полей гранитоидов, в непосредственной близости от миоценовых интрузий (источники, находящиеся в пределах Мегринского плутона близ сс. Личк и Таштун, а также в долине р. Мегригет). Здесь известно много выходов углекислых вод гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого типа с минерализацией до 6—7 г/л. Повышенное содержание мышьяка (0,60 мг/л) в этих водах ассоциируется с повышенным содержанием бора и хлора (табл. 9).

Учитывая обычную бедность интрузивных пород мышьяком [9], наличие в районе региональных неотектонических нарушений и плиоценовых неointрузий, а также доводы Х. Ониси и Э. Санделла [9], по-видимому, можно полагать, что в данном случае какая-то часть мышьяка углекислых вод может иметь ювенильный характер. Окончательное решение вопроса может быть достигнуто только путем балансовых подсчетов с учетом времени действия источников.

Б о р. Содержание бора колеблется от «нет» до цифр, значительно превышающих 100 мг/л. Наибольшие содержания бора приурочены к углекислым водам Армянской складчатой зоны. Выделяются 3 типа условий, благоприятных для формирования вод с повышенным содержанием бора:

1. Формирование углекислых вод в артезианских бассейнах с верхнемеловым водоносным горизонтом, подвергшихся влиянию позднечетвертичного вулканизма (Айодзорский артезианский бассейн, где содержание бора превышает 50 мг/л).

Учитывая экспериментальные данные В. В. Красинцевой [6] и В. Н. Суркова [11], увеличение содержания бора в этом случае следует связывать с выщелачиванием осадочных пород и возгонами из них бора, вследствие действия на эти породы углекислых вод и процессов термометаморфизма в условиях аномального геотермического режима.

Для рассматриваемого типа условий характерна парагенетическая ассоциация элементов В, As, Cl.

2. Формирование углекислых гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод в пределах массивов, сложенных метаморфическими и кристаллическими породами (воды Арзаканского массива — Анкаванская группа и Мегринского плутона — Личкская группа). В обоих случаях имеются крупные очаги разгрузки углекислых вод указанных химических типов среди инертных, в гидрохимическом отношении, пород по зонам крупных региональных тектонических нарушений.

Для углекислых вод рассматриваемого типа характерна также парагенетическая ассоциация элементов В, As, Cl. Наличие довольно резкого, по сравнению с окружающими водами, увеличения этих элементов в углекислых водах, формирующихся в кристаллических породах, неясно не только для Армении, но и для многих других районов.

Учитывая экспериментальные данные В. Н. Суркова [11] по выщелачиванию различных типов пород (осадочных и интрузивных) в условиях высоких температур и насыщения вод углекислотой, можно полагать, что часть бора переходит в воду вследствие выщелачивания интрузивных пород. Но, принимая во внимание наличие в пределах Армянской складчатой зоны проявлений верхнетретичного интрузивного и четвертичного эффузивного магматизма, а также связь углекислых вод с крупными региональными тектоническими нарушениями, можно думать, что часть бора, фиксируемого в настоящее время в углекислых водах рассматриваемого типа, имеет ювенильный характер.

3. Формирование высокоминерализованных хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод в породах, обогащенных бором (миоплиоценовые породы Ереванского бассейна). Учитывая генетическую связь миоплиоценовых отложений Ереванского бассейна с одновозрастными образованиями Нахичеванской впадины [3], некоторые фации которых обогащены бором, можно предполагать, что увеличение бороносности вод некоторых источников Ереванского бассейна происходит за счет выщелачивания бора из миоплиоценовых осадочных пород. Наиболее высокие содержания бора характерны для вод, формирующихся в местах развития прибежных гипсоносных фаций миоплиоцена. Увеличение содержания бора здесь ассоциируется с повышенными содержаниями Вг, J, Cl.

Независимо от источника бора (эксгальационного или осадочного), вследствие его исключительно высоких миграционных способностей, его наибольшие концентрации отмечаются в водах гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного типов, причем наблюдается четкая прямая зависимость содержания бора от общей минерализации.

Бром. Содержания брома колеблются от «нет» до 54 мг/л. Наибольшие содержания брома характерны для углекислых вод, формирующихся в Ереванском и Севанском бассейнах, главными водоносными горизонтами которых являются миоплиоценовые морские, лагунные и континентальные отложения. Максимальное содержание брома отмечено в высокоминерализованных хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых водах Двина. Увеличение содержаний брома здесь ассоциируется с высокими содержаниями бора, иода, хлора. Гораздо меньшими содержаниями брома обладают бассейны с верхнемеловым водоносным горизонтом. Среди последних наибольшее содержание брома имеют хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды Айоцзорского бассейна (источники Горбатех).

Можно полагать, что основной причиной появления брома в водах рассматриваемой территории, является выщелачивание осадочных пород, а поскольку наименее промытыми являются миоплиоценовые осадочные образования, то, естественно, что именно в этих породах и наблюдаются максимальные содержания брома.

Иод. Содержания иода колеблются от «нет» до 16,8 мг/л. Наиболее значительными содержаниями иода обладают воды Ереванского бассейна, где максимальное содержание приурочено к высокоминерализованным водам Двина. Повышенные содержания иода ассоциируются здесь с увеличением содержаний В, Сг, Сl. Наиболее вероятной причиной появления иода в водах рассматриваемой территории является наличие осадочных пород. С другой стороны, весьма интересным является факт довольно значительного увеличения иода в водах Личской группы гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод, формирующихся в интрузивных породах Мегринского плутона. С какими-либо осадочными породами связать иод в рассматриваемом случае весьма затруднительно. Ассоциация, с которой связаны повышенные содержания иода, здесь отлична от ранее рассмотренной, это—В, As, Сl. Вопрос об источнике формирования в данном случае повышенных содержаний иода (как и вопрос о В и As) остается открытым и требует привлечения дополнительного материала.

Резюмируя изложенный материал, сделаем выводы.

1. Рудные халькофильные элементы Zn, Cu, Pb, а также мышьяк, источником которого являются сульфиды, характерны для углекислых вод Сомхетско-Кафанской и Армянской складчатых зон. Основными факторами, определяющими наличие высоких содержаний этих элементов в водах, являются:

а) Формирование углекислых вод в пределах территорий с сульфидным оруденением. Причиной появления повышенных содержаний рудных халькофильных элементов в углекислых водах районов с сульфидными образованиями является разложение последних и растворение в водах продуктов этого разложения. Это позволяет использовать повышенные содержания элементов, входящих в ассоциацию, как гидрохимический показатель перспективности территории на сульфидные рудопроявления. Пример такой оценки перспективности одного из района описан А. Л. Ананяном и П. М. Капланяном [1].

2. Эксгалационные элементы бор и мышьяк характерны, главным образом, для углекислых вод Армянской складчатой зоны. В пределах этой зоны аномальные геотермические условия приводят к интенсификации процессов выщелачивания и термометаморфизма. Вследствие этого происходит усиленное извлечение бора и мышьяка из осадочных пород, как в результате растворения, так и эксгалаций. Подвижность указанных элементов в условиях термометаморфических процессов объясняется их внутренними особенностями миграции, а именно относительно малыми энергетическими коэффициентами (по Ферсману), а также большими радиусами, образуемых ими комплексных анионов BO_3''' и AsO_4'' . Учитывая наличие в Армянской складчатой зоне интенсивных проявлений четвертичного вулканизма, некоторая часть бора и мышьяка в углекислых водах, особенно формирующихся в метаморфических и кристаллических породах, имеет ювенильный характер.

3. Бром и иод, как элементы морских осадочных пород, наиболее характерны для углекислых вод, формирующихся в слабо промытых, мио-плиоценовых засоленных осадочных образованиях. Углекислые воды более древних структур обладают гораздо меньшими содержаниями этих элементов.

4. Наибольшим разнообразием, как в отношении количества элементов, так и их содержаний, обладают углекислые воды Армянской складчатой зоны. Это объясняется:

- а) ее тектонической молодостью,
- б) свежестью и непромытостью слагающих ее литологических комплексов,
- в) проявлением на ее территории вулканических процессов неогена и четвертичного периода.

ВСЕГИНГЕО Москва

Поступила 20.1. 1961.

Ս. Ռ. ԿՐԱՅՆՈՎ, Մ. Խ. ԿՈՐՈՏԿՈՎԱ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱՇԽԱԹԹՎԱՅԻՆ ԶՐԵՐՈՒՄ ՄԻ ՔԱՆԻ ՄԻԿՐՈՏԱՐՐԵՐԻ
ՏԱՐԱԾՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում նկարագրվում է Հայաստանի ածխաթթվային ջրերում ցինկի, պղնձի, կապարի, բրոմի, յոդի, մկնդեղի, բորի տարածման օրինաչափությունները: Նշված տարրերի տարածման օրինաչափությունների վերլուծումը կատարվում է Ա. Ա. Գաբրիելյանի կողմից Փոքր Կովկասի համար առանձնացրած ստրուկտուրա-տեկտոնական զոնաներով, իսկ զոնաների մեջ՝ ըստ առանձին արտեզային ավազանների և ղանդվածների:

Ցինկի, պղնձի, կապարի, բրոմի, յոդի, մկնդեղի և բորի տարածման օրինաչափությունների փաստական նյութի ընդհանրացումները թույլ են տալիս հեղինակներին անելու հետևյալ եզրակացությունները.

1. Խալկոֆիլ տարրերի՝ Cu, Zn, Pb պարունակության բարձրացումը կապված է սուլֆիդային հանքավայրերի շրջաններում ձևավորվող տարրեր քիմիական կազմի ածխաթթվային ջրերի, ինչպես նաև սուլֆիդային հրեակումների շրջաններից դուրս նեոգենի նստվածքների քլորիդա-նատրումային ջրերի հետ:

2. Մկնդեղի պարունակության բարձրացումը կապված է ա) սուլֆիդային հանքավայրերի շրջանի ածխաթթվային ջրերի հետ, բ) շորրորդական հրաբխականության ազդեցությանը ենթարկված արտեզյան ավազաններում ձևավորվող քլորիդա-նատրումային տիպի ածխաթթվային ջրերի հետ, գ) բյուրեղային և հին մետամորֆային ապարների տարածման սահմաններում տեկտոնական խախտումների խորքային զոնաներում ձևավորվող ածխաթթվային հիդրոկարբոնատա-քլորիդային ջրերի հետ:

3. Բորի պարունակության բարձրացումը կախված է ա) շորրորդական հրաբխականության ազդեցությանը ենթարկված արտեզյան ավազաններում ձևավորվող ածխաթթվային հիդրոկարբոնատա-քլորիդա-նատրումային ջրերից, բ) բյուրեղային և հին մետամորֆային ապարների տարածման սահմաններում, խորը տեկտոնական խախտումների զոնաներում ձևավորվող ածխաթթվային հիդրոկարբոնատա-քլորիդա-նատրումային ջրերից, գ) միոցենի գիպսաբեր ապարներում ձևավորվող ածխաթթվային քլորիդա-նատրումային ջրերից:

4. Բրոմի և յոդի պարունակության բարձրացումը կախված է միոպլիոցենյան աղաբեր և գիպսաբեր ապարների ածխաթթվային քլորիդա-նատրումային ջրերից:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ананян А. Л., Капелян П. М. О метаморфизации минеральных вод и о возможности оруденения в пределах Джермукского района. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр., т. XI, № 4, 1958.
2. Барабанов Л. Н. Термальные и минеральные воды Малого Кавказа. Дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук, 1958.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
4. Галстян А. Р. Минеральные воды юго-восточных районов Армянской ССР и перспективы их использования. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки. т. XII, № 2, 1959.
5. Егоян В. Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. Сб. Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1956.
6. Красишцева В. В. О накоплении бора в минеральных водах в результате выделения его из осадочных пород. Проблемы гидрогеологии. Доклады к собранию международной ассоциации гидрогеологов, 1960.
7. Методические материалы для лаборатории геологических управлений и экспедиций. Бюлл. № 2(202) М., 1960.
8. Овчинников А. М. О геотермическом изучении месторождений минеральных вод. Проблемы геотермии, т. I, 1959.
9. Ониси Х., Санделл Э. Геохимия мышьяка. Сб. Геохимия редких элементов. ИЛ, 1959.
10. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1958.
11. Сурков В. Н. К вопросу о генезисе углекислых вод района Кавказских минеральных вод. Изучение и эксплуатация минеральных вод на курортах Грузинской ССР. Тбилиси, 1958.

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ

Г. К. ГАБРИЕЛЯН

К ВОПРОСУ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ
В АРМЯНСКОЙ ССР

Вопрос вечной мерзлоты в высокогорных районах Армянской ССР доныне относится к числу неизученных. Два небольших сообщения Х. П. Мириманяна [2, 3] по этому вопросу являются, по существу, единственными. Очевидно, на основании этого М. И. Сумгин [4] на своей карте распространения вечной мерзлоты на территории СССР выделил в пределах Армянской ССР небольшой остров вечномерзлых грунтов.

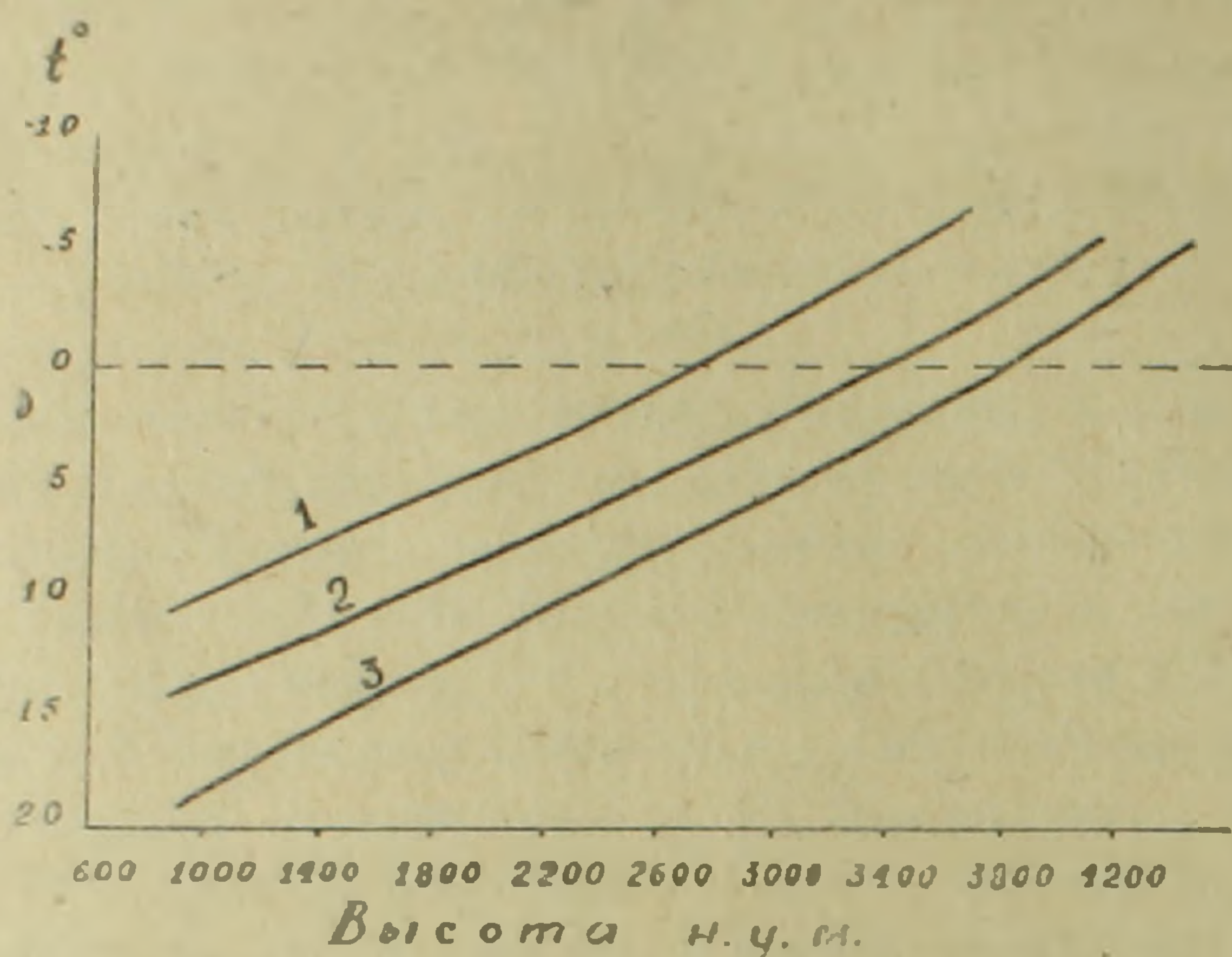
Согласно сообщениям Х. П. Мириманяна в пределах Гегамского вулканического массива на высоте 3000 м над уровнем моря на северном склоне г. Севкар имеется вечная мерзлота, верхняя поверхность которой в начале июня находится на глубине 81 см к концу августа, в начале сентября—98 см. Согласно его наблюдениям имеет место быстрое падение температуры вглубь почвенного разреза так, что на глубине 40—50 см мерзлота уже дает о себе знать.

Учитывая факт существования вечной мерзлоты на высоте 3000 м, можно было полагать, что выше указанной высоты в горах вечная мерзлота должна иметь если не сплошное, то во всяком случае более широкое распространение. Однако наши наблюдения за последние годы дают основание сделать заключение о том, что вечная мерзлота в Армянской ССР имеет весьма небольшое распространение и что обнаруженная Х. П. Мириманяном мерзлота на высоте 3000 м отнюдь не характерное явление, связанное с орографическими и морфологическими особенностями местности.

Наблюдения над термическим режимом почвы и чингилей (каменников) нами проведены в высокогорных вулканических массивах, находящихся в разных физико-географических условиях. При наблюдениях особое внимание было уделено термическому режиму почвы и грунтов северных склонов, где наиболее вероятна вечная мерзлота.

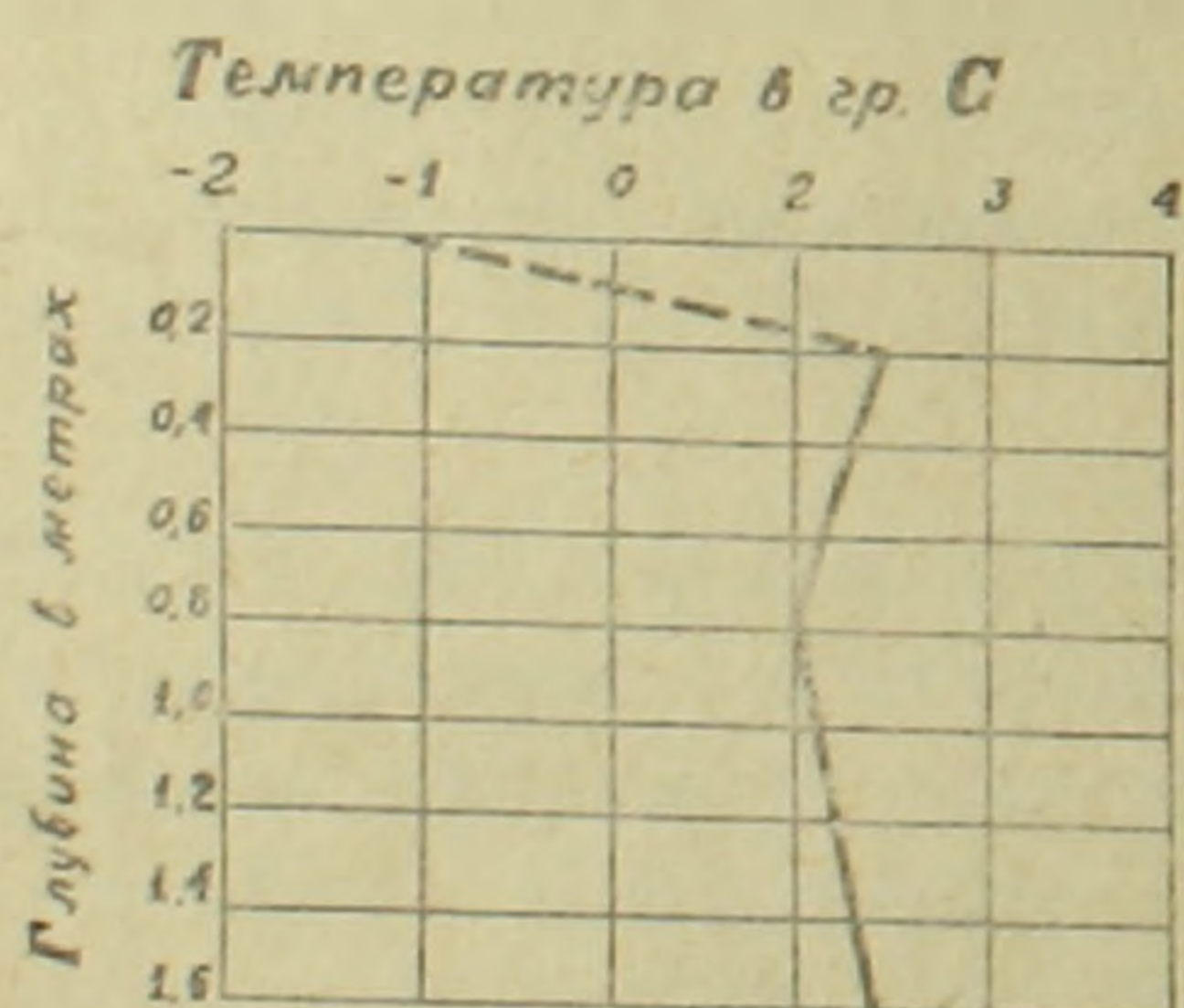
Изучая температуру воздуха и почвы на различных высотах в вертикальной зональности на массиве Арагаца, нами отмечено, что с Араратской равнины (высота 900 м) до высокогорной метеорологической станции «Арагац» (высота примерно 3230 м) среднегодовая температура воздуха падает на $0,6^{\circ}$ через каждые 100 м и отрицательной становится выше 2800 м. Кривая среднегодовой температуры почвы на глубине 1,6 м представляет ту же картину, однако она на 3—4 градуса выше температуры

воздуха и отрицательной становится выше 3400—3500 м (фиг. 1). Как известно, отрицательная среднегодовая температура почвы еще не является признаком образования вечной мерзлоты. Интенсивный прогрев почвы летом может внести коренные изменения в температурный режим: весь слой мерзлого грунта за этот период может оттаять, в то время как среднегодовая температура может остаться отрицательной.



Фиг. 1. График среднегодовой температуры по южному склону Арагаца. 1. Среднегодовая температура воздуха. 2. Среднегодовая температура почвы на глубине 1,6 м. 3. Абсолютная максимальная температура на глубине 1,6 м.

Наблюдения над температурой в почвенном разрезе на высоте 3200 м показывают, что среднегодовая температура до глубины 80 см постепенно падает, а в более глубоких слоях повышается (фиг. 2). Наинизшая



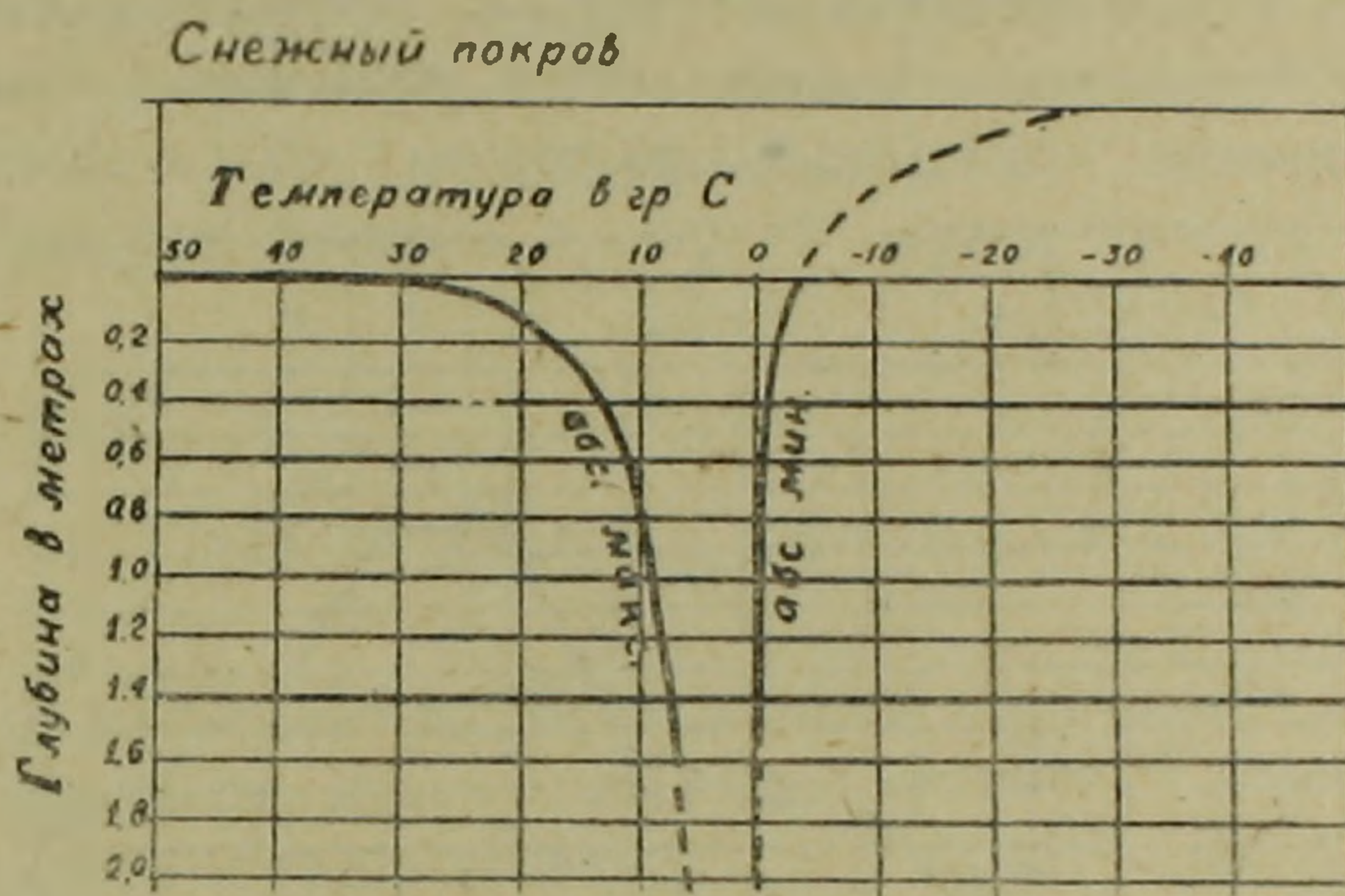
Фиг. 2. График среднегодовой температуры почвы на метстанции „Арагац“.

температура ($0,5^{\circ}$) отмечается на глубине 80 см. Такая картина температуры почвы исключает возможность образования вечной мерзлоты на высоте 3200 м и даже намного выше.

Как известно, вечная мерзлота образуется там, где абсолютная максимальная температура за год ниже 0° . Из фиг. 1 видно, что кривая абсолютного максимума на глубине 1,6 м становится отрицательной выше 3700—3800 м, и вечная мерзлота теоретически возможна лишь выше этой отметки. По данным наблюдений метстанции «Арагац» на глубине 1,6 м максимальная температура в иные годы превышает 6° , число дней с температурой ниже 0° составляет всего лишь 140—150. Следовательно, на вы

соте 3200—3400 м в почве не может быть и речи о вечной мерзлоте. Наши наблюдения показывают, что в образовании вечной мерзлоты высота над уровнем моря имеет громадное значение, однако она не является решающей. Наличие вечной мерзлоты обуславливается комплексом факторов: мощностью снежного покрова, оголенностью коренных пород, экспозицией склонов, увлажнением грунтов, морфологией рельефа и др. Поэтому островная вечная мерзлота, как констатирует Х. П. Мириманян, появляется на высотах 3400—3600 м, иногда — 3000 м.

Высокогорные массивы Армянской ССР зимою покрываются мощным снежным покровом, достигающим 100—150 см и больше [1, 5], который защищает грунты от сильного промерзания. Зимняя волна холода не может проникать вглубь, т. к. вертикальные градиенты температуры почвы ничтожны. Между тем летняя волна тепла быстро проникает, благодаря большим температурным градиентам. Для наглядности возьмем данные абсолютных температур почвы метстанции «Арагац» за 1954 г. Как показывает график (фиг. 3), абсолютный максимум температуры



Фиг. 3. График абсолютных температур почвы за 1954 г. на метстанции «Арагац».

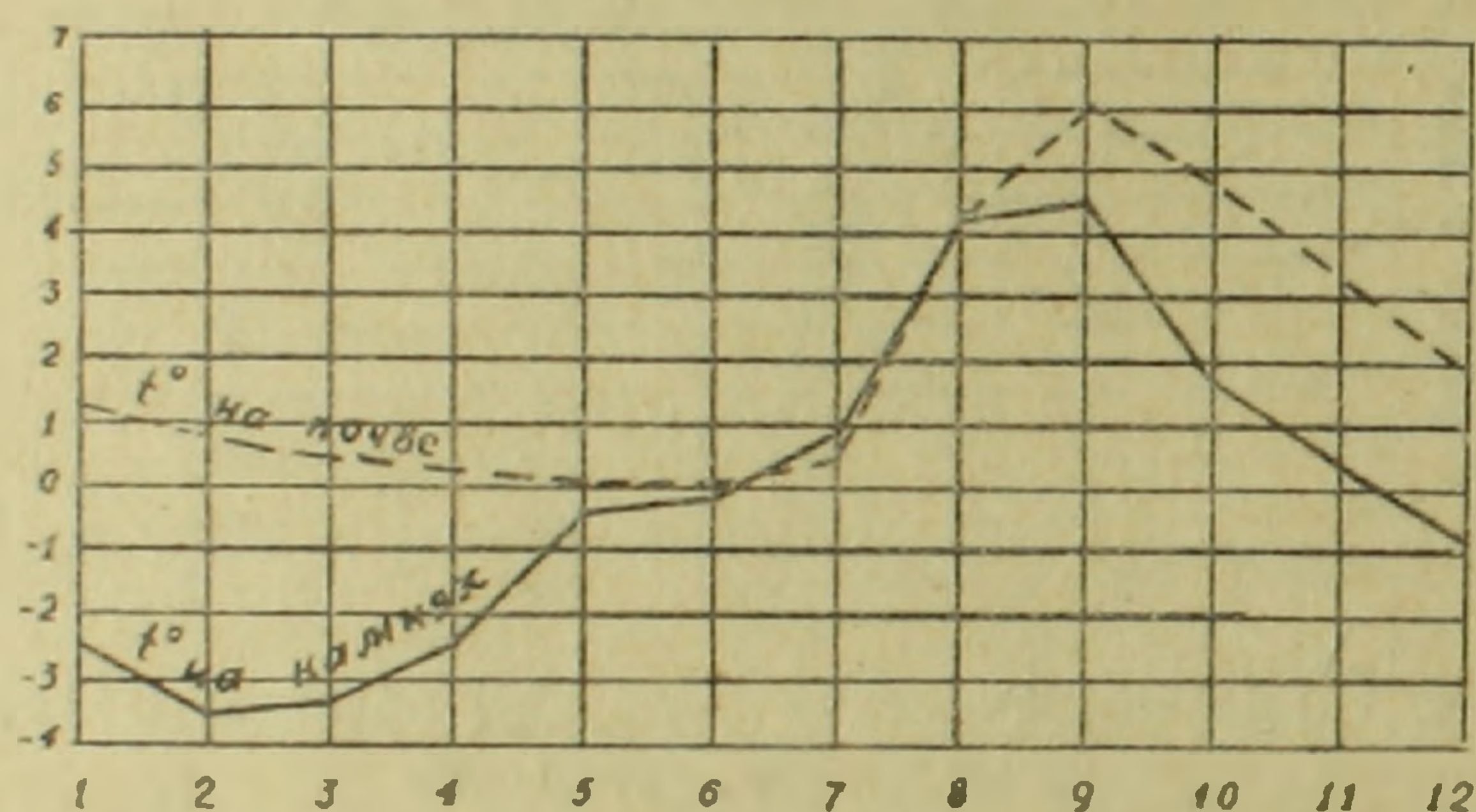
описывает резко выраженную кривую с большим вертикальным градиентом. Разница температур с поверхности до глубины 1,6 м составляет 42,9°. Кривая абсолютного минимума в самой почве имеет почти прямолинейную форму и разница температур до глубины 1,6 м составляет всего лишь 3,4°. Здесь большой градиент наблюдается не в самой почве, а в толще снежного покрова. Таким образом, зимняя волна холода может проникать вглубь там, где нет снежного покрова, где склоны оголены. Ничтожное развитие вечной мерзлоты в высокогорных районах Армянской ССР прежде всего следует объяснить наличием зимою мощного снежного покрова.

В термическом режиме грунтов большое значение имеет экспозиция склонов. Нижеприведенная таблица дает яркую картину разницы температур северной и южной экспозиции. Измерения произведены на Арагаце в августе 1954 г.

Экспозиция	Высота н. у. м., м	Темп. в. возд., в гр.	Температура почвы на глубине, см								
			0	5	10	14	20	25	30	40	
Северн.	3750	7,0	12,7	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	—	глубже выступали коренные породы
Южн.	3700	12,0	22,5	16,5	13,0	9,5	8,5	7,5	6,0	6,5	

Как показывает таблица, на северном склоне, начиная с глубины 10 см, грунт мерзлый, между тем, на южном склоне до глубины 30 см температура понижается, достигая 6 градусов, затем повышается и исключается образование вечной мерзлоты.

Характер и увлажнение грунтов имеет большое значение в термическом режиме. Там, где образован почвенно-растительный покров, тепловая волна проникает вглубь посредством теплопроводности, однако, там, где поверхность земли представлена голыми чингилами, помимо теплопроводности проникновению способствует турбулентный теплообмен. Наблюдения показывают, что термический режим почвы и каменных россыпей отличается друг от друга. Из фиг. 4 явствует, что среднемесячная



Фиг. 4. График среднемесячной температуры на глубине 1,6 м за 1954–55 гг. на метстанции „Арагац“

температура почвы на глубине 1,6 м всегда выше температуры камней. В почве она не опускается ниже нуля в течение всего года. В камнях же среднемесячная температура шести месяцев не поднимается выше нуля, опускаясь до $-3,5^{\circ}$. Это объясняется тем, что с поверхности каменных россыпей холодный, тяжелый воздух по широким трещинам и щелям оvoidно спускается вниз. Летом теплый воздух, будучи легким, не проникает вниз. Поэтому в камнях в течение всего года гораздо холоднее, чем в почве. В высокогорных районах нами в очень многих местах констатирован подчингиловый лед даже к концу лета. В камнях в апреле месяце, как показывает график (фиг. 4), происходит быстрое поднятие температуры, но в мае и июне она остается почти постоянной— 0° . Здесь вся тепловая энергия, поступающая сверху, расходуется на тая-

ние льда (скрытая теплота таяния). В почве на глубине 1,6 м этого явления нет, т. к. на такой глубине грунт не замерзает зимой. Оно наблюдается в более верхних слоях — до 80—90 см, где происходит сезонное промерзание.

На ровных участках, покрытых почвенно-растительным покровом, независимо от высоты, по нашему убеждению, нет вечной мерзлоты, благодаря сильному увлажнению почвы. Когда в почве имеется влага больше оптимума, благоприятствующего теплопроводности, то в зимние месяцы выделяется колоссальное количество скрытой теплоты замерзания, создавая сильную нулевую завесу, задерживающую проникновение зимней волны холода. Последняя оказывается не сильной, т. к. на ровных участках наблюдается мощный снежный покров. Летом огромное количество тепловой энергии затрачивается на оттаивание льда. Проникновению летней волны тепла препятствует та же самая нулевая завеса. Нижеприведенная таблица служит ярким примером вышензложенного. Измерения температуры произведены 23 июля 1954 г. в 16 часов на высоте 3300 м у подошвы Аждаака на сильно увлажненном участке.

	Воздух	Глубина почвы, см										Примечание
		0	5	10	15	20	25	30	40	50	60	
Температура в градусах	7,5	12,0	12,0	5,1	0,0	0,0	0,0	0,5	0,8	1,0	1,5	Глубже коренные породы

Из таблицы видно, что до глубины 15 см температура сильно падает, слой, толщиной в 10 см, имеет температуру, равную 0°, глубже она опять повышается, причем слой с температурой в 0° является полумерзлым, легко разламывается киркой, быстро превращается в жижу. Этот слой является сезонномерзлым грунтом. Снег на такой высоте сходит в мае, значит в течение месяца оттаивает слой, толщиной 15 см. При повторном измерении температуры к концу июля мерзлого слоя уже не было. После исчезновения сезонной мерзлоты происходит быстрый теплообмен. Таким образом, зимняя волна холода проникает всего лишь на 25 см, а летняя — до подстилающих коренных пород.

Форма рельефа, крутизна склонов способствуют накоплению снега и создают условия различного термического режима грунтов. На водоразделах и крутых склонах снег сдувается и часто выступают голые скалы. На таких участках зимняя волна холода проникает глубоко, вызывая замерзание влаги, что создает интенсивное морозное выветривание коренных пород. На таких участках наблюдается островная вечная мерзлота.

В высокогорных районах Армянской ССР вечномерзлые грунты можно разделить на два типа: 1) подкромковая вечная мерзлота; 2) островная вечная мерзлота.

Подкромковой мы называем ту мерзлоту, которая окаймляет снежники и тянется лентой под самой кромкой снега независимо от высоты

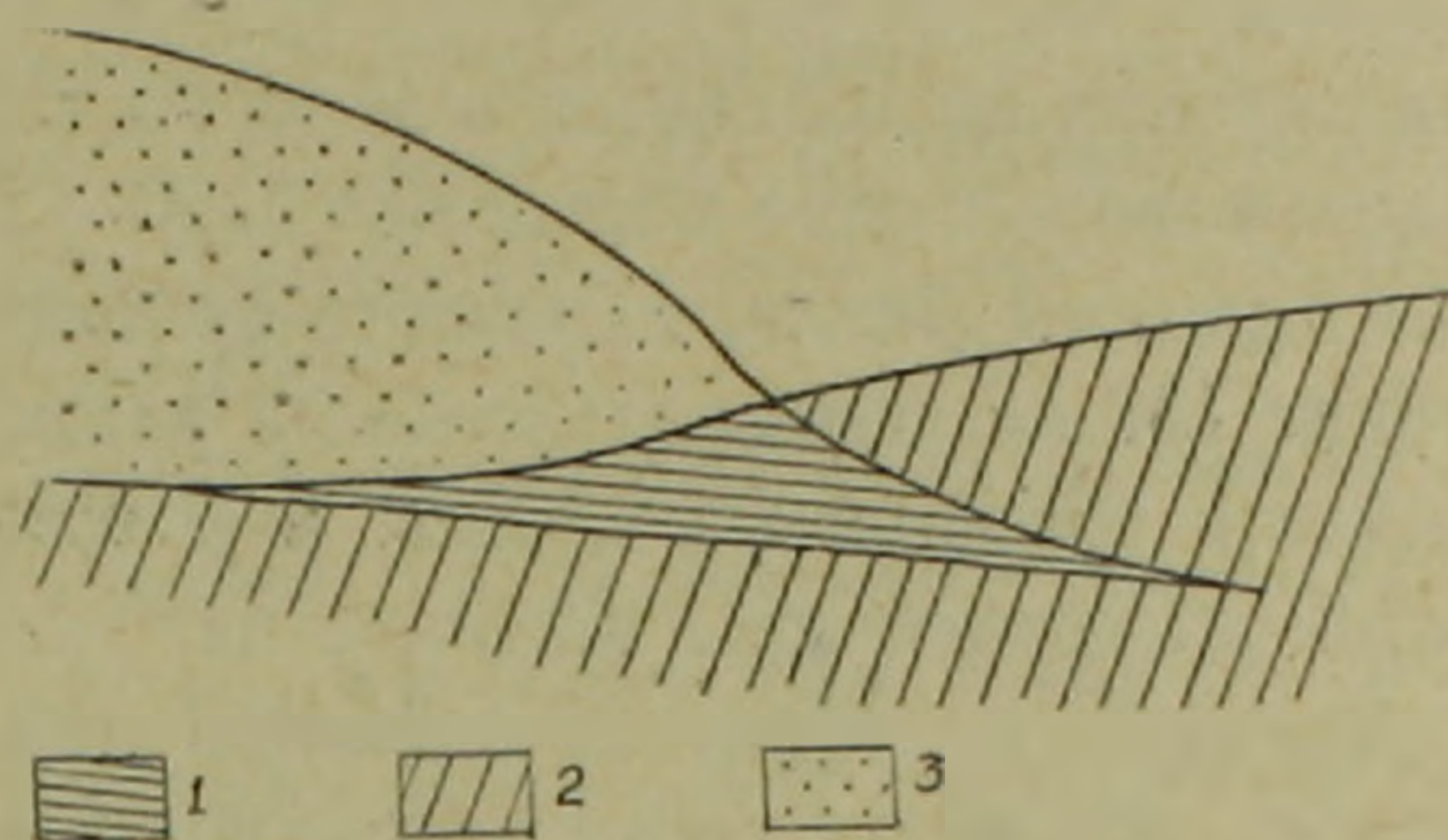
местности. Как известно, в горах, на отрицательных формах рельефа, местами накопившийся снег держится до нового снегопада. Много таких снежников на северных склонах Арагаца и Гегамских гор, где местами снег превращается в фирн. По нашему мнению под мощными снежниками не может быть вечной мерзлоты, она только появляется по краям снежника, под самой кромкой, где мощность снега небольшая и зимняя волна холода через снежный слой проникает в грунт. Отсутствие вечной мерзлоты под мощным снежником объясняется нами следующим образом. Везде на вулканических массивах снежники перекрывают голые чингилы. Между камнями очень свободно циркулирует воздух. Из глубоких слоев теплый воздух имеет свободный доступ к нижней поверхности снежника, соприкасаясь с последней, воздух охлаждается и стремится вниз. Таким образом, происходит турбулентный обмен, конвекция воздуха, благодаря которой под снегом должна держаться сравнительно высокая, ближе к 0° температура, что исключает возможность образования вечной мерзлоты. В снежниках наблюдается еще очень важное явление, препятствующее промерзанию грунтов. Как известно, снег обладает очень плохой теплопроводностью, зимняя волна холода проникает очень медленно и неглубоко, максимум до глубины 3—4 м. Эта волна в мощных снежниках не может достичь их дна. Между тем, летняя волна тепла очень быстро доходит до дна не только с помощью теплопроводности, но и, в основном, в виде скрытой теплоты, выделившейся при замерзании воды. Самый грубый подсчет скрытой теплоты замерзания может подтвердить вышеизложенное мнение. Например, в мае 1954 г. на высоте 3200—3400 м (массив Арагаца) растаял слой снега в 1 м. Если плотность снега 0,3—0,4 [5], то с 1 м² площади снежного покрова просачивается вглубь 300 000—400 000 см³ воды. В снежнике, мощностью в 10 м, эта талая вода, не достигая дна, вновь замерзает, выделив примерно 30 миллионов калорий в призме, основанием в 1 м². Эта скрытая теплота достаточна для того, чтобы повысить температуру всей призмы на 6° . Учитывая, что в апреле-мае значительная часть талой воды в снежниках, не доходя до дна, замерзает, станет ясным, что уже в начале лета температура всей толщи снежника повышается до 0° .

Вышеизложенное говорит в пользу того, что под снежником грунт в течение всего года должен иметь температуру в 0° . Поэтому даже зимой из-под снежника выходят ручейки.

Подкромковая вечная мерзлота на небольшом расстоянии от кромки снежника на некоторой глубине выклинивается. Она выклинивается также в сторону снежника. Выходит так, что наибольшая мощность вечной мерзлоты должна быть под самой кромкой (фиг. 5). Длина клиньев вечномерзлых грунтов в обратную сторону от снежников различна, она зависит от быстроты отступления кромки снежника летом, экспозиции, характера грунта. Местами подкромковая мерзлота сливается с островной вечной мерзлотой.

Верхняя поверхность вечной мерзлоты под кромкой снежника находится на самой поверхности грунта и, постепенно погружаясь на расстоя-

нии 5—8 м, в среднем на глубине 60—80 см, выклинивается. На расстоянии 1—2 м от кромки мерзлый грунт обнаруживается на глубине 10—20 см, мощностью до 60—80 см. Следовательно, под самой кромкой или недалеко от кромки в сторону снежника мощность мерзлого грунта не может превысить 100—120 см. К сожалению, нам нигде не удалось под кромкой выкопать шурфы глубже 80 см., т. к. везде выступали коренные породы и мы о мощности мерзлоты под кромкой не располагаем фактическими данными.



Фиг. 5. Вертикальный разрез подкромковой вечной мерзлоты. 1. Мерзлый грунт. 2. Талый грунт. 3. Снег.

Подкромковая вечная мерзлота является, по-видимому, самым распространенным типом мерзлоты в пределах всего Армянского нагорья. Она встречается выше орографической снеговой линии, расположенной на высоте 3000 м в северной и на высоте 3400—3500 м в южной частях Армянской ССР.

Островная вечная мерзлота встречается довольно редко, на больших высотах, на северных, более теневых склонах, где зимою снег сдувается, и на большой глубине грунт промерзает. В образовании такой мерзлоты большое значение имеют формы рельефа и состав грунта. Самыми благоприятными в этом отношении являются те склоны, которые сложены рыхлыми, глинистыми образованиями, перекрытыми каменной россыпью и щебнистым материалом. В таких местах гравитационная вода быстро стекает с верхнего слоя, вследствие чего теплопроводность уменьшается и летняя волна тепла очень медленно проникает вглубь. Зимою, лишенные снежного покрова, такие склоны быстро замерзают, так как холодный тяжелый воздух через верхний слой быстро проникает до глинистого слоя. Благодаря сравнительно большой теплопроводности увлажненного грунта, мощность мерзлого грунта увеличивается. Вечная мерзлота такого рода нами встречена на шлаковом конусе Аждаака (Гегамские горы) на высоте 3400 м и на Арагаце, выше 3500 м на крутых склонах северной экспозиции.

Наши наблюдения показали, что не на всех высоких массивах Армянской ССР встречается островная вечная мерзлота. Она приурочена в основном к массивам Арагаца и Гегамских гор (возможна и на Вардениском и Сюникском хребтах, где наблюдения не производились).

Температурные наблюдения на массиве Ишханасара в южной части республики на высоте 3400 м на северном склоне 29 августа 1954 г. дали следующую картину.

Глубина, см.	5	10	15	20	30	40	50	60	70	80	90	100	120
Температура в градусах	9,5	9,3	9,3	9,3	9,0	9,0	8,5	8,1	8,0	7,6	7,0	6,5	6,4

Из таблицы явствует, что на Ишханасаре не может быть вечной мерзлоты. Аналогичная картина наблюдается в Мокрых горах северной части республики, вершины которых едва достигают 3100—3200 м высоты. Здесь на северном склоне вершины Легли, на высоте примерно 3100 м, 17 августа 1947 г. на глубине 150 см температура была равна 8° выше нуля, что исключает возможность образования вечной мерзлоты.

Мерзлые грунты оказывают свое влияние на физико-географические процессы. Особое значение приобретает сезонная мерзлота в летние месяцы, т. к. вечная мерзлота имеет весьма ограниченное, локально-островное распространение. На массивах Арагаца и Гегамских гор большое развитие имеют солифлюкционные процессы. Являясь водоупором, сезонная мерзлота препятствует просачиванию талых вод и эти последние фильтруются на более низких гипсометрических отметках, где сезонная мерзлота уже исчезла.

Ереванский государственный
университет

Поступила 10.V. 1961.

Հ. Կ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-ում ՀԱՎԵՐԺԱԿԱՆ ՍԱՌՑՈՒՅԹԻ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հավերժական սառցույթի հարցը Հայկական ՍՍՌ-ում մինչև այժմ մնում է քիչ ուսումնասիրված: Խ. Պ. Միրիմանյանի (2, 3) հաղորդումները միակն են այդ ուղղությամբ: Նա Գեղամա լեռներում Սև սարի լանջին 3000 մ բարձրության վրա նշում է հավերժական սառած գրունտի առկայությունը: Վերջին տարիներս կատարած դիտարկումները մեզ հանգեցնում են այն եզրակացության, որ հավերժական սառած գրունտները Հայկական ՍՍՌ բարձր լեռնային զանգվածներում ունեն խիստ սահմանափակ տարածում:

Հավերժական սառցույթ գոյանում է այնտեղ, որտեղ գրունտի մեջ բացարձակ մաքսիմում ջերմաստիճանը տարվա ընթացքում միշտ զրոյից ցած է: Գծ. 1-ից նկատում ենք, որ 1,6 մ խորության տակ բացարձակ մաքսիմում ջերմաստիճանի կորը Արարատյան դաշտից մինչև Արագածի գագաթը ըստ բարձրության նվազում և 0°-ի է հասնում 3700—3800 մ բարձրության վրա: «Արագած» օդերևույթաբանական կայանի տվյալներով մոտ 3200 մ բարձրության վրա, մինչև 80 սմ խորությունը, միջին տարեկան ջերմաստիճանն աս-

տիճանաբար նվազում է, այնուհետև՝ աճում (գծ. 2)։ Այդ ցույց է տալիս, որ մերձկատարային պլատոյում բացառվում է հավերժական սառցույթի գոյությունը։

Հավերժական սառցույթի ստեղծմանը խոշոր խոչընդոտ է հանդիսանում հզոր ձնածածկը, որ հասնում է երբեմն մինչև 150—200 սմ-ի։ Ձմեռային ամիսներին գրունտի մեջ ջերմաստիճանային գրադիենտները շատ փոքր են, ուստի ցրտի ալիքը չի կարողանում թափանցել խորը, մինչդեռ ամառային ջերմային ալիքը հնարավորություն ունի խորը թափանցելու շնորհիվ ջերմային մեծ գրադիենտների, որն ակներև է գծ. 3-ից։ Այսպիսով, ձնածածկը որպես զորեղ մեկուսիչ պաշտպանում է գրունտը սառելուց։

Դիտարկումները ցույց են տալիս, որ շինգիլներում ձմեռային ամիսներին ավելի ցուրտ է լինում, քան հողում (գծ. 4)։ Չինգիլներում տեղի է ունենում տուրբուլենտային ջերմափոխանակում՝ սառը օդը ծանրության շնորհիվ կարողանում է խորը թափանցել։

Բարձր լեռնային հարթ պլատոներում այնտեղ, որտեղ գրունտը ջրով հագեցած է և ձմռանը ծածկվում է ձյան բավական հաստ շերտով, ոչ մի տեղ հավերժական սառցույթ չկա, որովհետև ջրով հագեցած գրունտի սառեցման ժամանակ ստեղծվում է ուժեղ զրոյական վարագույր, այսինքն ջրի սառեցման ժամանակ անջատվում է մեծ քանակությամբ թաքնված ջերմություն, որը կուտակվելով արգելակում է խորը շերտերի սառեցումը։ Գարնանը ջերմային ալիքը նույնպես դժվարությամբ է թափանցում գրունտի մեջ, որովհետև ջերմությունը ծախսվում է սառած գրունտի հալեցման վրա որպես հալման թաքնված ջերմություն։ Այսպիսով զրոյական վարագույրը ջրով հագեցած գրունտներում դառնում է զորեղ գործոն՝ ջերմային ռեժիմում։ Մեր դիտարկումները Գեղամա լեռներում 3300 մ բարձրության վրա ցույց տվեցին, որ 1954 թ. հուլիսի վերջին սառած գրունտը գտնվում էր 15 սմ խորության տակ և ուներ ընդամենը 10 սմ հզորություն։ Ավելի խորը ջերմաստիճանը աստիճանաբար բարձրանալով բացառում էր հավերժական սառցույթի հնարավորությունը։

Հավերժական սառած գրունտներ Հայկական ՍՍՏ բարձր լեռնային զանգվածներում հնարավոր են այնտեղ, որտեղ ձնածածկը շատ բարակ է։ Հավերժական սառցույթը հանդիպում է 1. ձնաբծերի եզրի տակ, 2. որպես կղզային սառցույթ։

Բարձր լեռնային զանգվածներում օրոգրաֆիական ձյան սահմանից վերև (3000 մ-ից բարձր) քամիներից պաշտպանված գոգավորություններում հանդիպում են ձյան բծեր, որոնք պահպանվում են շուրջ տարի։ Մեծ հզորության ձնաբծերի տակ հավերժական սառցույթ լինելի չի կարող հրկու հանգամանքով։ Նախ այն պատճառով, որ ձնաբծերը գտնվում են շինգիլների վրա, ուստի քարաքեկորների արանքներում տեղի է ունենում օդի տուրբուլենտային շարժում և տաք օդը կարողանում է վերև բարձրանալ, հասնել ձյան շերտին։ Երկրորդ՝ հզոր ձնածածկում ցրտի ալիքը ձմռանը չի կարողանում հասնել մինչև հատակ, իսկ ամառային ջերմության ալիքը հասնում է հատակ ոչ միայն ջերմահաղորդականությամբ, այլ նաև հալոցքային ջրերի վերասառեցման ժամանակ անջատված թաքնված ջերմության շնորհիվ։ Այսպիսով, ձնաբծերի հատակում ամբողջ տարվա ընթացքում ջերմաստիճանը 0°-ից չի իջնում, հետևաբար գրունտը չի կարող սառած լինել։ 0°-ից ցած ջերմաստիճաններ գրունտի մեջ կարող է լինել այն դեպքում, երբ ձյան շերտը բարակ է և ցրտի ալիքը հասնում

է գրունտին, այսինքն ձյան բծերի եղրային մասերում: Այդպիսի սառցույթին մենք անվանում ենք ենթահզրային սառցույթ:

Կղզիների ձևով հավերժական սառցույթը լայն տարածում չունի: Այն հանդիպում է հյուսիսահայաց լանջերի այն հատվածներում, որտեղ ձմռանը ձյունը տարվում է քամիների միջոցով և չինգիլները բացվում են:

Մեր դիտարկումները Սյունիքի բարձրավանդակում և Խոնավ լեռներում ցույց են տալիս, որ հիշյալ զանգվածների վրա հավերժական սառցույթ չկա: Հավերժական սառցույթը հնարավոր է համեմատաբար կոնտինենտալ պայմաններում գտնվող լեռնազանգվածների բարձր մասերում միայն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян А. Б. Климаты Армянской ССР, изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
2. Мириманян Х. П. Вечная мерзлота в ССР Армении. ДАН СССР, т. III, № 3, 1934.
3. Мириманян Х. П. Новые данные о вечной мерзлоте в ССР Армении. Тр. комиссии по изучению вечной мерзлоты, том V, изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
4. Сумгин М. И. и др. Общее мерзотоведение. Изд. АН СССР, М.—Л., 1940.
5. Шагинян М. В. Распространение снежного покрова в бассейнах рек Армении. «Изв.» АН АрмССР, серия геологич. и географ. наук, т. XIII, № 5, 1960

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ՊԱՏՄՈՒԹՅՈՒՆ

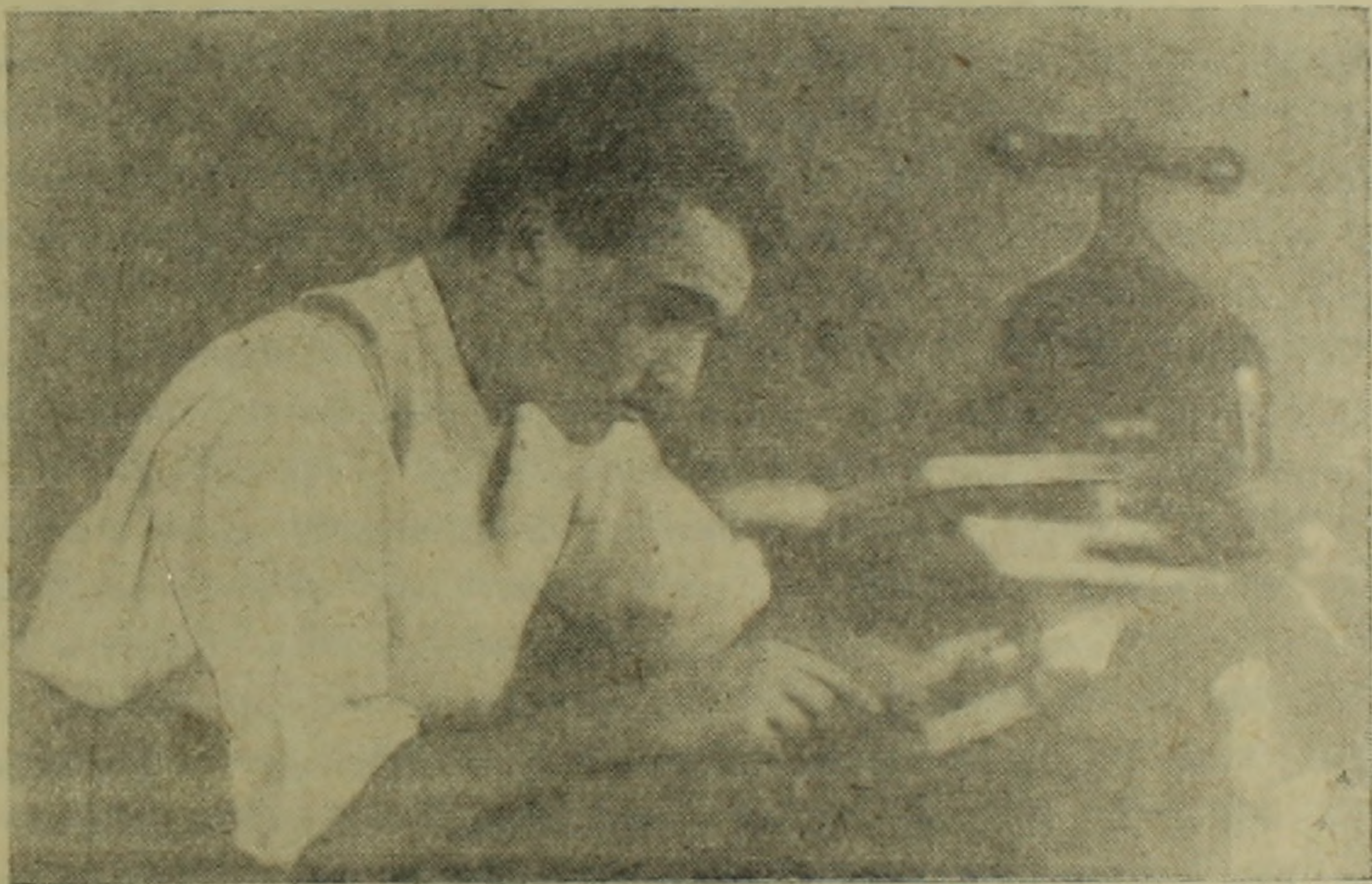
Լ. Ա. ԱՎԱԿՅԱՆ

ՊԵՏՐՈՍ ՂԱՄԲԱՐՅԱՆ

(«Անվանի հայ երկրաբաններ» շարքից)

Հայաստանի երկրաբանական ծառայության հնագույն աշխատող, անվանի երկրաբան Պետրոս Ղամբարյանը ծնվել է 1899 թվականին՝ Թիֆլիսում, ծառայողի ընտանիքում: Նրա հայրը իրավունքի մագիստրոս էր, իսկ մայրը՝ դաշնակահար:

Նախնական կրթությունը Պետրոսը հիմնականում ստանում է տանը իր առաջին ուսուցիչների՝ ծնողների ղեկավարությամբ, իսկ քննությունները հանձնում է էքստերն կարգով, միշտ ստանալով բարձր գնահատականներ:



Պետրոսը մանուկ հասակից հանդես է բերում բացառիկ սեր դեպի նկարչությունը: Արտակարգ ընդունակ և մեծ շնորհքի տեր պատանին նկարում է բազմաթիվ կտավներ, որոնցից շատերը ցուցադրվում են Թիֆլիսում կազմակերպված նկարիչների ցուցահանդեսներում¹:

¹ Այդ կտավների մի որոշ մասը ներկայումս գտնվում է նրա որդու, ՍՍՌԻ Միության Գիտությունների ակադեմիայի Կենդանաբանության ինստիտուտի (Հենինգրադ) սուլադ ղիտական աշխատող Պ. Պ. Ղամբարյանի մոտ:

Յուդա-նկարչությունից բացի Պետրոսը զբաղվում է նաև փորագրությամբ: Փայտի վրա նրա փորագրած լավագույն գործերից մեկը ձեռք է բերում Մոսկվայի նախկին Ռումյանցևի թանգարանը, իսկ այդ աշխատանքի լուսանկարը տպագրվում է անգլիական «The Studio» ամսագրում:

Ղամբարյանը մեծ հետաքրքրություն է հանդես բերում նաև դեպի որմնանկարչությունը: Այդ ընագավառում կատարած նրկարատե աշխատանքի ու որոնումների արդյունքները դրսևորվում են նրա «Զիբուխի դյուլը Սևանա լճի ափին» խոշոր որմնանկարում, որը նա նկարել է Թիֆլիսի Չերժինսկու փողոցի (Սոլոյակ) շենքերից մեկի պատի վրա (տարիների ընթացքում շենքի վերանորոգումների հետևանքով որմնանկարը ներկայումս չի պահպանվել):

1920 թվականին Պետրոս Ղամբարյանը մեկնում է արտասահման բարձրագույն կրթություն ստանալու: Սակայն, նյութական կարիքը հարկադրում է նրան ժամանակավորապես հրաժարվել իր մտադրությունից և օրվա հաց հարելու համար մտնել աշխատանքի: 1920—1922 թվականների ընթացքում Պ. Ղամբարյանը ապրում է Իտալիայում և աշխատում է երկրի մի քանի հանքավայրերում որպես բանվոր:

1922 թվականին Պ. Ղամբարյանը գալիս է Փարիզ, այստեղ նա թողնում է նկարչությունը և տարվում է երկրաբանությամբ: Նույն թվականին նա ընդունվում է Սորբոնի համալսարանը, ուր մի քանի տարի շարունակ մեծ սիրով ու նվիրվածությամբ լսում է երկրաբանական ցիկլի առարկաների լրիվ դասընթացը և միաժամանակ աշխատում է Բնա-պատմական թանգարանում ականավոր պրոֆեսորներ Մոգենի և Լաբրուաի ձեռքի տակ: Երկրաբանական տեսական ու գործնական գիտելիքների տիրապետման գործում Պետրոսին մեծ օգնություն է ցույց տալիս նաև նշանավոր պրոֆ. Պիեր Բոնեն, որը նախկինում աշխատել էր Հայաստանում և բավական ծանոթ էր Հայաստանի երկրաբանական կառուցվածքի հետ:

1927 թվականին Պ. Ղամբարյանը տվարտում է համալսարանը և շարունակում է իր աշխատանքը Բնա-պատմական թանգարանում: Նույն թվականին նա ընտրվում է Ֆրանսիական հանքաբանական ընկերության իսկական անդամ: Պրոֆ. Մոգենը բարձր գնահատելով Ղամբարյանի գիտա-մանկավարժական աշխատանքի համար ունեցած արտակարգ ընդունակությունները, առաջարկում է նրան որպես ասիստենտ աշխատել իր մոտ: Սակայն երիտասարդ ու շատ համեստ երկրաբանին չեն դրավում ոչ Փարիզի շքեղությունն ու զեղեցկությունը և ոչ էլ այնտեղ սպասվող ասպագա փառքը: Պետրոսին հզոր մագնիսի ուժով ձգում են իր հեռավոր հայրենիքը և այնքան հարազատ ժողովուրդը, նրան առաջնորդում են իր հայրենիքի և ժողովրդի բարօրության համար ազնվաբար ու նվիրված ծառայելու պարտքի հատուցման վեհ դադափարները:

1927 թվականին Պետրոս Ղամբարյանը թողնում է Փարիզը, գալիս է Սովետական Հայաստան ու աշխատանքի է հրավիրվում Երևանի Պետական համալսարանում: Այստեղ նա աշխատում է սկզբում որպես բիմիական (որականական անալիզի) լաբորատորիայի վարիչ, իսկ այնուհետև՝ երկրաբանական առարկաների (բյուրեղագիտություն, հանքաբանություն և քարագիտություն) դասախոս: Շուտով նա ստանում է դոցենտի կոչում, իսկ 1930 թվականին, երբ Երևանի Պետական համալսարանի բաղադրված էր Պոլիտեխնիկա-

կան ինստիտուտը, Պ. Ղամբարյանը դոցենտի պաշտոնով փոխադրվում է այդ նորաստեղծ բարձրագույն ուսումնական հաստատությունը:

Ինչպես համալսարանում, այնպես էլ Պոլիտեխնիկական ինստիտուտում Պ. Ղամբարյանը հատուկ ուշադրություն է դարձնում երկրաբանական առարկաների դասավանդման վրա և ականավոր երկրաբան պրոֆ. Տիգրան Զրբաշյանի հետ միասին, մեծ աշխատանք է տանում Քիմիական ֆակուլտետում երկրաբանական թեքումով ազդային մասնագիտական կադրեր պատրաստելու ուղղությամբ¹: Ուշագրավ է, որ այդ կադրերի առաջնեկը հանդիսացել է Հայկական ՍՍՌ Գիտությունների ակադեմիայի երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի պետրոգրաֆիայի բաժնի վարիչ Գևորգ Բաղդասարյանը, որը 1929 թվականից մինչև Պետրոս Ղամբարյանի ուլբերգական մահը աշխատել է նրա մոտ և իր առաջին երկրաբանական մկրտությունը ստացել է իր տաղանդավոր ուսուցչի արշավախմբերում:

Մանկավարժական աշխատանքին զուգընթաց Պ. Ղամբարյանը 1928 թվականից սկսած մինչև իր կյանքի վերջը տանում է նաև գիտա-հետազոտական աշխատանք, պաշտոնավարելով ռեսպուբլիկայի երկրաբանական ծառայության սկզբնական օջախ հանդիսացող երկրաբանական-հետազոտական վարչությունում:

1928—1933 թվականների ընթացքում նա հետազոտում է Մերձերևանյան (լայն առումով) և Հրազդանի շրջանները, ուսումնասիրելով այդ շրջանների երկրաբանական կառուցվածքը և օգտակար հանածոները (դիատոմիտ, մարմար, սրաքար, տրաս, կավ և այլն): Պետրոս Ղամբարյանի կատարած երկրաբանական-հետախուզական աշխատանքների արդյունքները ամփոփված են հրատարակված երկու աշխատություններում և երեք տասնյակից անցնող գիտա-տեխնիկական ձեռագիր հաշվետվություններում, որոնք պահվում են Հայկական ՍՍՌ Մինիստրների Սովետին առընթեր երկրաբանության և ընդերքի պահպանման վարչության ֆոնդերում:

Մի փոքր ավելի մանրամասն կանգ առնենք նրա կատարած գիտա-հետազոտական աշխատանքների վրա:

1928 թվականին Պ. Ղամբարյանը հետազոտում է Արովյանի շրջանի Զորադրյուր գյուղի շրջակայքի տրասները, որպես հիդրավիկ ավելցուկ օգտագործման համար: Ահա այդ ժամանակ էլ, դաշտային աշխատանքի հենց առաջին տարում Պ. Ղամբարյանը իրեն դրսևորում է որպես տաղանդավոր և փորձված հետազոտողի, որը անցել է տեսական ու գործնական աշխատանքի ինքնուրույն, հիանալի դպրոց և հեշտությամբ կողմնորոշվում է ամենաբարդ երկրաբանական պայմաններում: Այդ է հաստատում նաև 1929 թ. նրա ներկայացրած «Թեջրաբակի տրասները» հաշվետվությունը, որը ինչպես իր բովանդակությամբ, այնպես էլ ձևավորմամբ ներկայացնում է միանգամայն կատարյալ գիտա-տեխնիկական ավարտված, լավագույն գործ:

1929 թվականին Պետրոս Ղամբարյանը մասնակցում է Սովետական Միության Գիտությունների ակադեմիայի Անդրկովկասյան արշավախմբի աշխատանքներին իբրև Երևանի խմբի պետ: Նա հետազոտում է Հրազդան գետի

¹ Երևանի Պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետը բացվել է ավելի ուշ, 1934 թվականին, պրոֆ. Տ. Զրբաշյանի և համալսարանի ռեկտոր Տ. Մուշեղյանի նախաձեռնությամբ:

ստորին հոսանքի երկրաբանական կառուցվածքը և կազմում է այդ տեղամասի երկրաբանական քարտեզը: Այդ ուսումնասիրությունների արդյունքներն ամփոփված են նրա բավական ստվար աշխատությունում¹, որն ունի լեռնագրություն, երկրաբանություն, քարագիտություն, օգտակար հանածոներ գլուխները, երկրաբանա-պետրոգրաֆիական քարտեզ և բազմաթիվ լուսանկարներ ու ապարների քիմիական կազմի աղյուսակներ: Աշխատության հատկապես արժեքավոր մասը հանդիսանում է հրաբխային ապարների նկարագրությունը, նրանց փոխհարաբերության ու հասակի հարցերի որոշումը, ինչպես նաև Շոռաղբյուրի նստվածքային շերտախմբի և պարունակող ֆաունայի բնութագրումը:

1930 թվականին Պ. Ղամբարյանը ուսումնասիրում և հետազոտում է Աբովյանի շրջանի նուռնուսի դիատոմիտի հանքավայրը, որը շուտով հանձնրվում է շահագործման: Այդ հանքավայրին է նվիրված նրա երկրորդ տպագիր աշխատությունը², որը մանրամասն կերպով տալիս է նուռնուսի տեղամասի երկրաբանական կառուցվածքը, որոնողա-հետախուզական աշխատանքների նկարագիրը և դիատոմիտի ֆիզիկա-քիմիական հատկությունների ու կիրառման բնութագիրը: Աշխատության մեջ բերված են նաև հանքավայրի երկրաբանական քարտեզը, կտրվածքներ և մի շարք լուսանկարներ:

Այդ նույն թվականին Պ. Ղամբարյանը աշխատում է մարմարների գծով, հետազոտում է Հրազդանի շրջանի Արզականի և Աղվերանի հանքավայրերը, տալիս է նրանց պետրոգրաֆիական նկարագրությունը, մարմարների տեղադրման պայմանների ու հատկությունների բնութագիրը և հետադա որոնողա-հետախուզական աշխատանքների ուղությունը³:

1931 թվականին Ղամբարյանը որոնողա-հետախուզական աշխատանքներ է կատարում Փարաքար, Զորաղբյուր և Փարբի գյուղերի շրջակայքում կավի («գիլ») և դիատոմիտի նոր հանքավայրեր հայտնաբերելու ուղղությամբ:

1932 թվականին նա երկրաբանական աշխատանքներ է տանում Արտաշատի և Վեդու շրջաններում և Զաջուռի ածխի հանքավայրում:

Պետրոս Ղամբարյանը գիտա-հետազոտական աշխատանքներ է կատարել նաև ինժեներական երկրաբանության բնագավառում: Նա Քանաքեռգէսի շինարարության կապակցությամբ ուսումնասիրել է գրունտների հատկությունները, տվել է մի քանի եզրակացություններ հիդրո-տեխնիկական և այլ խոշոր կառույցների երկրաբանական պայմանների մասին:

Ղամբարյանի գրչին են պատկանում ևս մի շարք ձեռագիր աշխատություններ և հաշվետվություններ, որոնք նվիրված են Երևանի բազալտների էլեկտրաձուլման և վերաբյուրեղացման, ռեսպուբլիկայի հնարավոր նավթաբերության հարցերին:

¹ «Геолого-петрографический очерк района средней Занги». Бассейн реки Занги, часть II. Геолого-гидрогеологические очерки. Труды Совета по изучению природных ресурсов (СОПС). Серия Закавказская, вып. 10. Издательство АН СССР, Ленинград, 1934.

² «Нурнусское месторождение диатомита», Сборник научно-исследовательских трудов НИС-а Уполн. НКТП при СНК ССР Армении, № 1. Отв. редактор гор. инж. А. С. Зорабян. Ереван, 1934.

³ Տե՛ս «Арзаканское месторождение мрамора» հաշվետվություն:

Ինչպես երևում է Պ. Ղամբարյանի կատարած գիտա-հետազոտական աշխատանքների համառոտակի շարադրումից, նա ընդգրկել է երկրաբանական գիտությունների լայն շրջանակներ, հավասարաչափ կերպով զբաղվել է և հանույթով, և օգտակար հանածոների որոնողա-հետախուզական աշխատանքներով: Ղամբարյանն ուներ տեսական ու դործնական գիտելիքների մեծ պատրաստականություն և դաշտային հետազոտման աշխատանքների ինքնատիպ մեթոդներ. նա ազատ կերպով տիրապետում էր եվրոպական մի քանի լեզուների (ֆրանսերեն, իտալերեն, գերմաներեն ու անգլերեն) և քաջ գիտակ էր համաշխարհային մասնագիտական գրականությանը:

Պետրոս Ղամբարյանը ղոհվեց 1934 թվականի փետրվարի 8-ին, ինքնաթիռի աղետի ժամանակ, երբ նա Բաքվից վերադառնում է Թիֆլիս, ուր մեկնել էր պրոֆ. Վ. Վ. Բոգաչևի մոտ կոնսուլտացիաներ ստանալու և մի քանի տարիների ընթացքում հավաքած հնէաբանական նյութեր մշակելու համար:

Պ. Ղամբարյանի անակնկալ մահը մեծ վիշտ պատճառեց ոչ միայն ռեսպուբլիկայի լեռնա-հանքային արդյունաբերության աշխատողներին, այլև ինտելիգենցիայի լայն շրջանների մարդկանց: Լեռնային ինժեներ Ա. Զորարյանի խմբագրությամբ լույս տեսած «Գիտա-հետազոտական աշխատությունների ժողովածուի» անդրանիկ համարում¹ Պետրոս Ղամբարյանի մահվան առթիվ տպագրվում են դամբանական և նրա «Նուռնուսի դիատոմիտի հանքավայրը» աշխատությունը:

Շատ քիչ ապրեց, ընդամենը երեսունհինգ տարի, հազիվ կես կյանք և շատ-շատ քիչ, ընդամենը հինգ-վեց տարի, երկրաբանական ակնթարթ ստեղծագործեց Պ. Ղամբարյանը, սակայն մարդու կյանքի արժեքը չափվում է ոչ թե ապրած տարիների քանակով, այլ տվածով և այդ տեսակետից էլ նա շատ տվեց և քիչ ստացավ:

Ղամբարյանը այն հազվագեյտ, բնածին և մեծ տաղանդի տեր մարդկանցից էր, որն իր գործունեության հենց առաջին տարիներին ճանաչվեց և սիրվեց բոլորի կողմից իբրև իր գործին մինչև վերջ նվիրված, բյուրեղյա, մաքուր, ազնիվ, արտակարգ պարզ ու հասարակ մարդ, մեծ քաղաքացի և հայրենասեր:

Պետրոս Ղամբարյանը մեռավ իր ստեղծագործական ուժերի բուռն ծաղկման շրջանում, երբ Հայաստանում նոր էր ծավալվում երկրաբանական հանույթի և օգտակար հանածոների որոնողա-հետախուզական աշխատանքները և նա ամենայն իրավամբ իր ժամանակակիցների հետ (Հովհ. Կարապետյան, Տ. Զրբաշյան, Ա. Զորարյան և ուրիշներ) հանդիսացավ երկրաբանության հետազոտ առատ բերքի առաջին սերմնացանը:

¹ Տե՛ս «Сборник научно-исследовательских трудов», № 1.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

К. Г. ШИРИНЯН

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ «ИГНИМБРИТЫ
И ГИАЛОКЛАСТИТЫ» В ИТАЛИИ

Понятие об игнимбритах как об определенном классе пород, впервые было введено Маршаллом в 1935 г. Вначале казалось, что эти специфические образования должны иметь весьма ограниченное распространение. Но как выяснилось в дальнейшем, породы типа игнимбритов распространены по всему миру, известны во всех геологических эпохах и их исследование имеет существенное значение в познании геологических процессов прошлого.

Однако вопрос о механизме процессов и характере извержений, обуславливающих образование игнимбритов и родственных с ними пород, а также ряд других вопросов, связанных с условием их формирования, не нашел еще свое окончательное решение. Между тем известно, какую опасность представляют извержения игнимбритов, как одних из наиболее катастрофических вулканических явлений и какое большое значение приобретает полная разгадка их природы и разработка защитных мер в местах возможных их извержений.

С некоторыми древними игнимбритами связаны месторождения полезных ископаемых, другие являются прекрасными строительными материалами.

Поэтому не случайно, что Ассоциация вулканологии МГГС темой Международного симпозиума избрала вопрос об игнимбритах.

Симпозиум проходил с 15 сентября по 1 октября 1961 г. в Италии.

Как по числу участников, так и по количеству и содержательности докладов Симпозиум был весьма представительным.

В его работах принимали участие более 100 делегатов, представляющих 21 страну. В числе участников известные иностранные ученые Р. Бемелен (Голландия), С. К. Бентор (Израиль), Д. Вайт (Австралия), Ж. Вестервелд (Голландия), Е. Ф. Кук (США), Г. Куно (Япония), Г. Маринелли (Италия), Г. Панто (Венгрия), Н. Раст (Англия), А. Ритман (Италия), Р. Смит (США), А. Стейнер (Новая Зеландия), Г. Тазиев (Франция) и многие другие.

В состав Советской делегации входили В. И. Влодавец, В. П. Петров, Н. И. Хитаров и К. Г. Ширинян.

Согласно программе с 15 по 19 сентября, до открытия официальной части симпозиума, был организован ряд экскурсий в районы Тоскании

и Лацио, где делегаты имели возможность ознакомиться, с пользуясь в этих районах широким распространением, игнимбритами, реоигнимбритами, поццоланами, а также общими особенностями вулканизма указанных районов.

Официальное открытие симпозиума состоялось 20 сентября во второй половине дня в здании Университета города Катании (остров Сицилия).

На 5 научных заседаниях были заслушаны около 50 докладов, из которых 11 по гналокластитам.

Советская делегация прибыла в Италию вечером 22 сентября и потому участвовала только на последних двух заседаниях, состоявшихся утром и вечером 23. IX. 61 г.

Ввиду опоздания мы не участвовали в экскурсиях, имевших место до официального открытия симпозиума, а также в экскурсии на действующий вулкан Этну, состоявшейся между двумя заседаниями — 22 сентября. Однако вулкан Этну нам удалось увидеть при перелете из Рима в Катанию. Пролетев в непосредственной близости и на небольшой высоте над вулканом, мы увидели главный кратер и расположенные рядом огромные бокки, из которых бурно выделялись белые клубы пара. Хорошо были видны разбросанные по склону сотни паразитических конусов, а также другие морфологические особенности вулкана.

От Советского Союза на симпозиум были представлены следующие доклады: В. И. Влодавец «Туфолавы и игнимбриты на территории СССР», К. Г. Ширинян «Игнимбриты и туфолавы. Принципы классификации и условия формирования на примере Армении», В. П. Петров «Зональность лавовых потоков, образующихся после их излияний, и формирование туфовых лав», Б. И. Пийп «Кроноцкие игнимбриты на Камчатке», В. И. Влодавец «О генезисе туфолав Камчатки», Е. Ф. Малеев «Игнимбриты юга Камчатки», Г. С. Горшков «К вопросу генезиса игнимбритов в связи с современными извержениями», Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский «Туфолавы и родственные им образования Центрального Кавказа».

Из указанного большого числа докладов, были заслушаны лишь первые два, остальные ввиду нашего опоздания и загруженности программы симпозиума пришлось представить оргкомитету в письменном виде. Однако, получив от нас резюме всех докладов на английском и французском языках, а также сборник опубликованных докладов Всесоюзного симпозиума «Игнимбриты и туфолавы», представители зарубежных стран имели полную возможность ознакомиться как с содержанием всех докладов советских ученых, так и с постановкой работ и результатами исследований в нашей стране. К сожалению, такой возможности не было у советских ученых, во-первых потому, что организаторы симпозиума не позаботились о подготовке тезисов докладов, а во-вторых потому, что нам пришлось заслушать лишь небольшую часть докладов. Необходимо добавить также, что доклады на симпозиуме читались не только на английском, французском, но и на итальянском языках. Для каждого доклада был установлен регламент 20 мин., включая и время на дискуссию, и поэтому широкой дискуссии по докладам фактически не было. Таким об-

разом, несмотря на обширный материал, изложенный в докладах, обсуждение каждого из них ограничивалось 1—2 выступлениями. Это является несомненным минусом в хорошо организованном и проведенном, во всех других отношениях, симпозиуме.

Этим самым можно объяснить то обстоятельство, что к окончанию работ симпозиума не представлялось возможным подготовить проект решения. Последнее будет принято в мае 1962 г. в Японии, где состоится очередной симпозиум по вопросу «Прогноз времени и места вулканических извержений».

Для подробного изучения всех представленных материалов и подготовки проекта резолюции была избрана комиссия под председательством профессора Рейн ван Беммелена.

Не менее интересны были доклады по гиалокластитам. По сравнению с игнимбритами эти породы имеют довольно ограниченное распространение. Об этом говорит хотя бы то обстоятельство, что из прослушанных всего 11 докладов 9 были посвящены гиалокластитам острова Сицилия. На условиях, порождающих эти породы, мы остановимся ниже при описании одной из экскурсий, а пока укажем только, что заслушав все доклады можно было заключить, что какие-либо принципиальные противоречия относительно природы их образования не существуют.

После окончания официальной части симпозиума был проведен ряд новых экскурсий, в Сицилию, на Эоловые острова, в район Флегрейских полей, на Везувий, на остров Искью. Советская делегация принимала участие во всех указанных экскурсиях.

Первая экскурсия состоялась 24.IX в районе гор. Иблен, на юго-востоке Сицилии.

В этом районе большим распространением пользуются осадочно-морские образования, переслаиваемые подводными излияниями лав. Такой разрез здесь прослеживается, начиная от среднего триаса до плейстоцена.

Установлено большое постоянство состава лав, представленных базальтами или тефритовыми базальтами. Характерная для этого региона тефритовая природа магмы объясняется пневматолитовой дифференциацией первичной базальтовой магмы. Десиликация магмы происходила в больших абиссальных трещинах путем обогащения верхних частей магматического расплава щелочами, железом и титаном.

Большой интерес представляют здесь подводные излияния лав со столбчатой отдельностью, лишний раз подтверждающие контракционную гипотезу их образования.

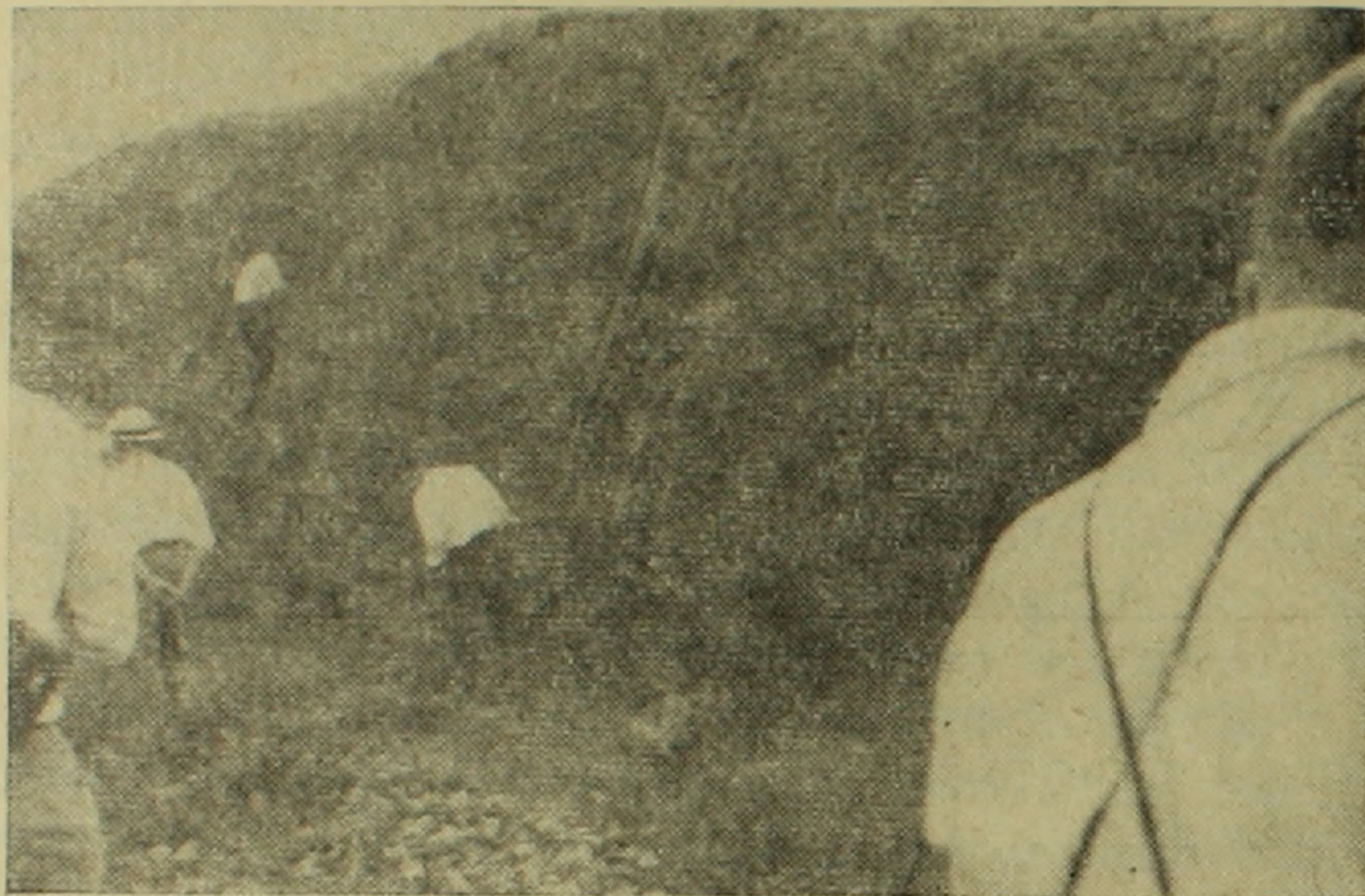
Основной задачей экскурсии был осмотр широко распространенных здесь гиалокластитов.

Гиалокластиты это структурно-измененные разновидности тех же основных лав, образованные в подводной среде вследствие превращения лавы под влиянием охлаждающего действия морской воды на мелкие остроугольные обломки.

Механизм образования гиалокластитов Риттман объясняет следующим образом. Во время подводного излияния лава, быстро охлаждаясь, по-

крывается стеклянной коркой, но вследствие продвижения лавового потока она разбивается и крошится на мелкие куски. Тем временем образуется новая стеклянная корка, которая также превращается в мелкие кусочки и т. д. Этот процесс продолжается до тех пор пока напор лавы и ее движение не прекращаются, в последнем случае образуются подушечные (Pillow) формы, а ниже столбчатые отдельности лав. Мощность гналокластитов значительная и измеряется десятками метров.

Местами они прорваны дайками той же магмы (фиг. 1). Контакты даек с гналокластитами имеют стекловатую структуру. Нам показали



Фиг. 1. Дайка, секущая гналокластиты.

разрез, где дайка, прорывая гналокластиты, переходит в поток. Устанавливаются случаи, когда лава заливает промежутки ранее образованных структур.

Следующим объектом нашего посещения был самый южный из группы Эоловых островов, остров Вулькано.

На Вулькано мы прибыли утром 25. IX. Вулькано — это составной страто-вулкан, находящийся в стадии фумаральной деятельности. Хорошо исследованы составляющие остров кратеры.

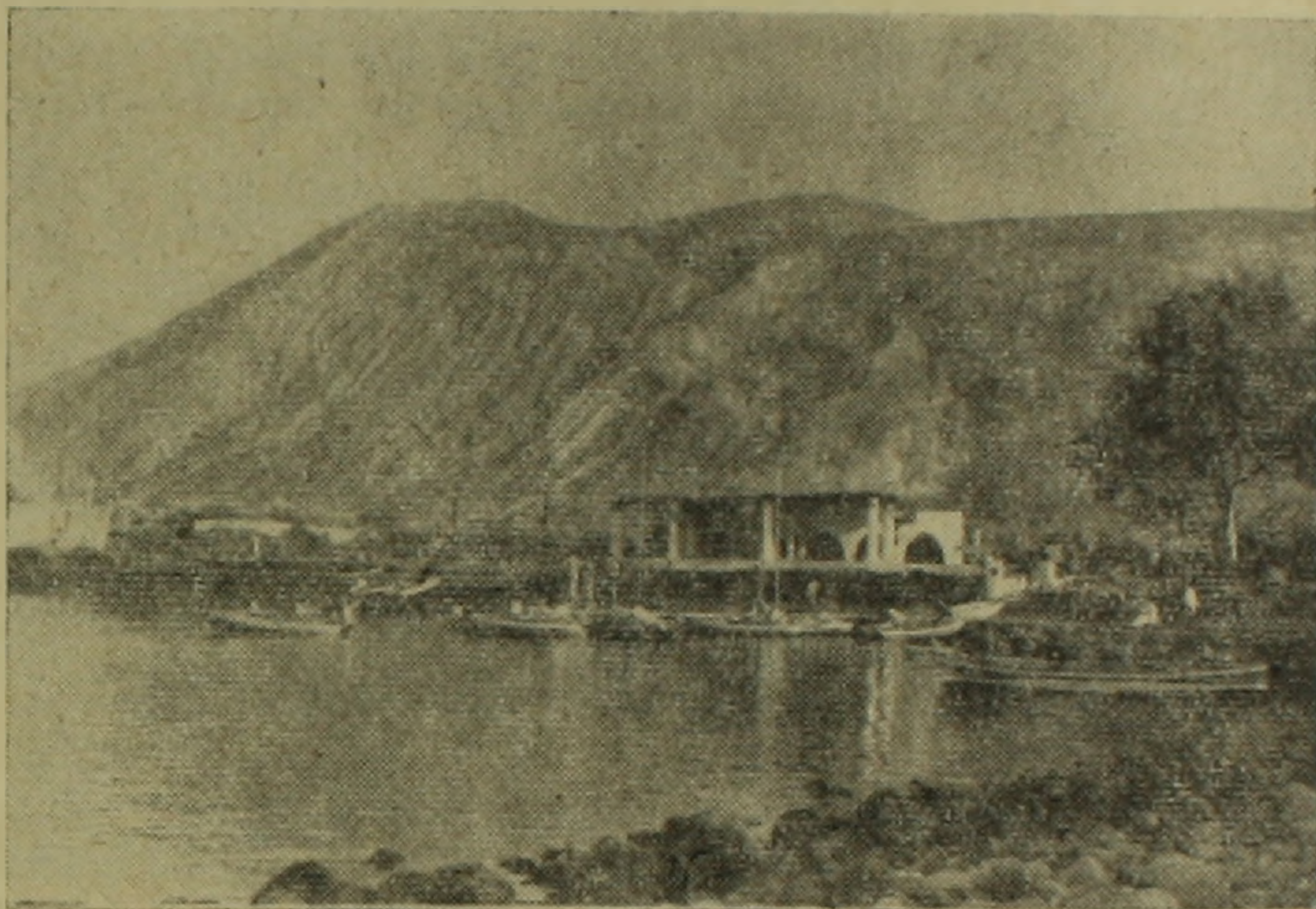
Наиболее древний из них — липаритовый купол Лентия, от которого в настоящее время сохранилось несколько холмов, пронизанных дайками. Позднее образовались Вулькано I — страто-вулкан с крутыми склонами и Вулькано II (фиг. 2), находящиеся сейчас в стадии сольфатарной деятельности.

Для Вулькано II были характерны очень редкие прерывистые излияния лавовых потоков, которые едва достигали основания конуса. Последнее излияние имело место в 1739 г.

В 30-х годах девятнадцатого века в 1,5 км от уже существующего северного берега острова из-под уровня моря возник новый центр извержения — Вульканелло.

В настоящее время хорошо сохранился один из шлаковых конусов Вульканелло, с хорошо выраженным кратером циркообразной формы (300 м глубина и 500 м ширина). У подножья конуса можно видеть поток лейцитового базанита, с отчетливо выраженной волнистой структурой поверхности остывания.

В отличие от Лентии продукты деятельности всех последующих кратеров были по составу основными,— это оливиновые трахибазальты и трахиандезиты (Вулькано I), трахиты (Вулькано II), лейцитовые базаниты и тефритовые трахиандезиты (Вульканелло).



Фиг. 2. Вульканелло II.

После общего знакомства с Вулькано в целом и осмотра кратеров Вулькано II и Вульканелло мы прибыли на остров Липари. Липари самый крупный из группы Эоловых островов (38 км²) и состоит из большого числа потухших вулканов.

Полагают, что остров начал формироваться начиная с послеплиоценового времени. Извержения начались выбросом туфового материала, чередующегося с лавовыми потоками базальтового и андезито-базальтового состава. Глубокая обнаженность некоторых из самых первых вулканических аппаратов позволяет видеть как туфы и лавовые потоки прорезываются интрузиями больших даек.

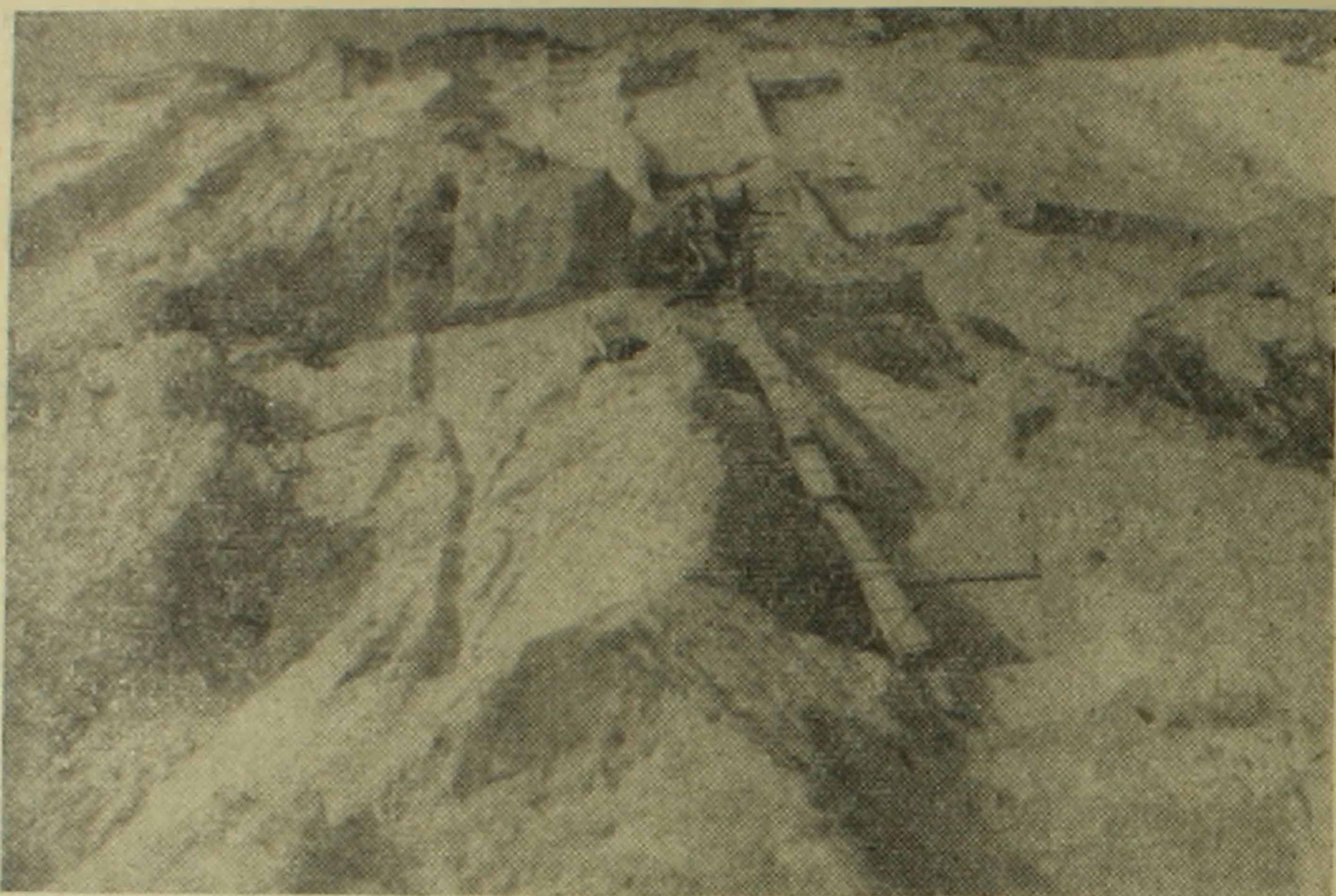
В дальнейшем формируются вулканы куполовидной формы с потоками риолитовых обсидианов. С деятельностью вулканов этого типа связано формирование в Италии крупного месторождения пемзы.

Месторождение занимает северо-восточную часть острова. Идя вдоль восточного побережья северной части острова можно было видеть слоистое сложение пемзовой толщи, мощностью сто и более метров.

В долинообразном углублении поверхности пемзы залегает поток обсидиана, длиною в 1 км, берущий начало от кратера и спускающийся

в море. Поток в некоторых частях компактный, но в основном имеет слоистую или струйчатую текстуру. Местами он сильно изменен фумаральной деятельностью.

Несмотря на свои крупные размеры, месторождение разрабатывается довольно примитивно с применением дешевой рабочей силы. Интересна система разработки: добываемая наверху пемзовая масса по заранее под-



Фиг. 3. Участок карьера пемзы на острове Липари.

готовленным вертикальным стволам проходит через сито различных диаметров, вследствие чего отделяются фракции различной крупности.

Более чистая сортировка и упаковка производится на фабрике, находящейся тут же, на берегу моря. Там же производится погрузка на корабли и отправка.

На о. Липари мы осмотрели также риолитовые игнимбриты, кордьеритовые андезиты и ряд других интересных образований.

27 сентября мы прибыли на вулкан Стромболи и в тот же день поднялись на его вершину.

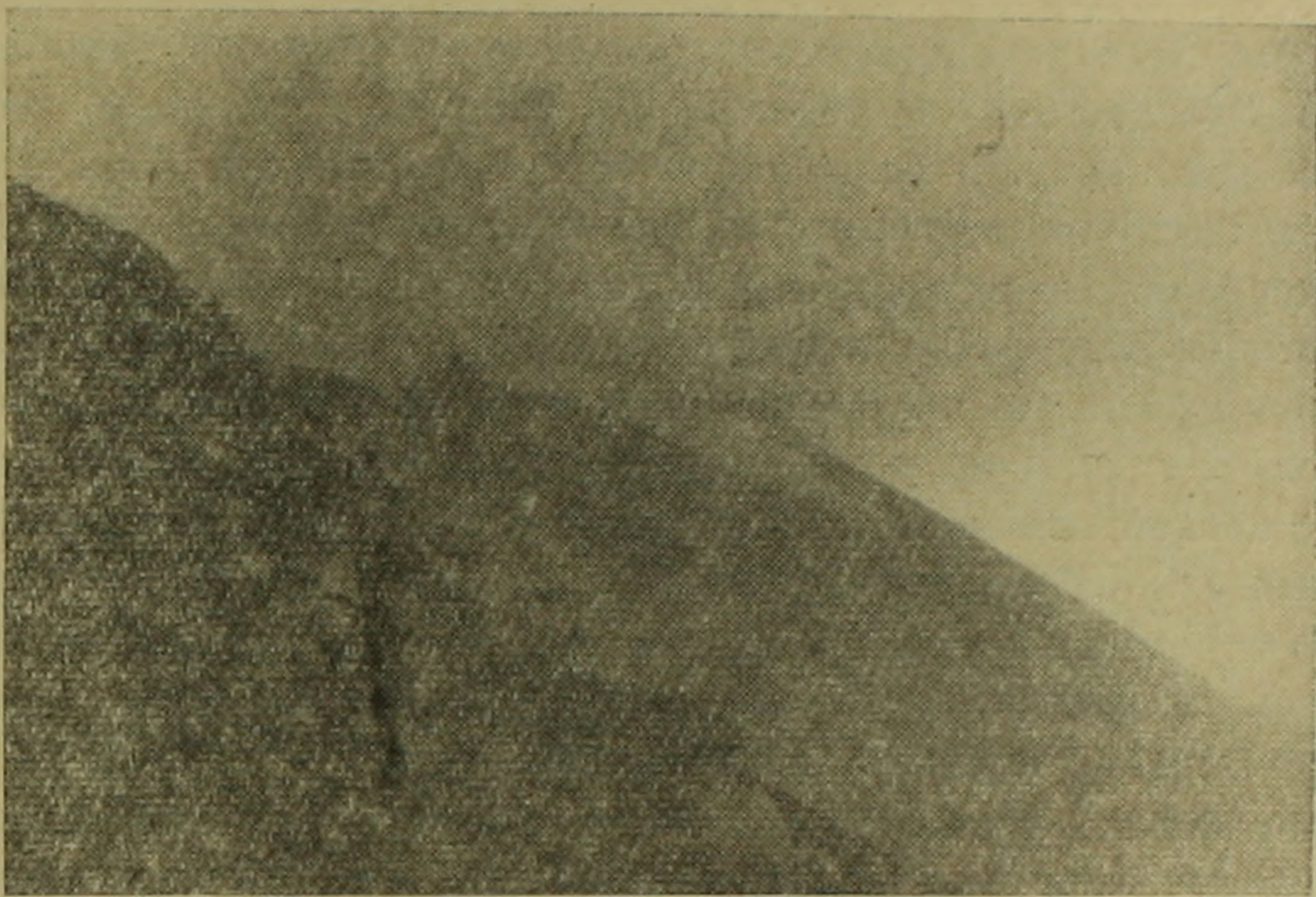
Вулкан Стромболи по продолжительности своей активности наиболее известный среди вулканов Липарских островов. Беспрерывная деятельность этого вулкана продолжается уже несколько тысячелетий. Непрерывная центральная активность вулкана, представленная выбросами шлаков, пепла и фонтанов лавы, сопровождается иногда излияниями лавовых потоков. По составу вулканические продукты основные — это базальты, трахибазальты и трахиандезиты.

На вершину горы Стромболи ведет специально построенная для туристов пешеходная дорога. Нижние и средние склоны вулкана местами покрыты густой растительностью. При подъеме на вершину по ряду обнажений можно видеть слагающие склоны вулкана шлаки, пеплы и туфы, переслаивающиеся с лавами.

Высота вулкана Стромболи со дна моря около 2000 м, из которых 926 м возвышается над уровнем моря. Площадь, занимаемая вулканом, 12 км².

Наиболее высокая часть горы представляет остаток древнего кратера и имеет полукольцевую форму, открытую в северо-западном направлении.

Современный действующий кратер содержит пять пологих эруптивных конусов. Наибольший из них расположен в северо-восточной части кратера и находится в постоянной активности, извергая с небольшими интервалами фонтаны лавы.



Фиг. 4. Фумаролы на внешнем склоне кратера Стромболи.

Извержение сопровождается глухим громоуханием. Иногда вместо лавового фонтана наблюдаются высокие резкие взрывы пламени, причиной которых являются взрывы газовой смеси, состоящей из водорода и воздуха.

Поднявшись на вершину и наблюдая за извержением, мы ждали наступления ночи, когда выбросы раскаленных лавовых фонтанов в ночном небе представляют особо красивое зрелище и оставляют неизгладимое впечатление.

29 сентября, рано утром мы прибыли в Неаполь и, сойдя с поезда, тут же на автобусах отправились на знаменитые Флегрейские поля, где нам представилась возможность осмотреть несколько разрезов туфов и «Сольфатару».

Согласно имеющимся представлениям, Флегрейские поля по своему геологическому строению представляют сложную кальдеру с диаметром 14 км, в которой расположены до 50 эруптивных центров; это район все еще продолжающегося активного вулканизма. Разделенный большим сбросом, южный блок кальдеры погружается под уровень моря.

Особый интерес для нас представлял осмотр знаменитых «пиперно»,

поскольку очень часто при описании туфолов или игнимбритов многие исследователи, как у нас, так и за рубежом ссылаются на сходство с пиперно.

Многие из изучавших армянские туфы, основываясь на литературные данные также находили в них сходство с пиперно. Однако, как нам пришлось убедиться, между армянскими туфами и туфами Флегрейских полей существует скорее всего лишь некоторое внешнее структурное сходство, чем генетическое.

Собственно, в районе Флегрейских полей известны две разновидности туфовых пород кроме пиперно — это так называемые желтые неаполитанские туфы. Последние внешне похожи на наши пемзовые туфы анийского типа. Это хаотические образования, состоящие из пемзы, пепла, отдельных кристаллов и более плотных кусков лапилли. При мощности несколько десятков метров отсутствует какая-либо слоистость или градация материала. Это субареальные образования, в которых устанавливается некоторая аналогия с игнимбритами, но в отличие от них в желтых туфах при весьма незначительной роли спекания имеет место цементация посредством гидротермальных и пневматолитовых процессов.

Что касается пиперно, то эта порода состоит из темносерых фьямме, заключенных в тонкозернистую светлую главную массу. Выше по разрезу пиперно переходит в туф, где фьямме отсутствуют и процессы спекания выражены весьма слабо. По всей мощности слои пиперно подвергнуты автопневматолизу и перекристаллизации.

В настоящее время итальянские ученые пиперно рассматривают как разновидность игнимбритов, образовавшихся вследствие извержения лавовых фонтанов.

Вторую половину дня мы посветили осмотру «Сольфатары». Так называется расположенный недалеко от Неаполя кратер, находящийся в стадии фумарольной активности. Нам пришлось наблюдать, как во многих местах, в кратере под большим давлением выходят нагретые до 140—150° газы, состоящие из водяных паров H_2S , CO_2 со следами AgH_3 . Кругом у выходов видны отложения серы. Местами, выходящие на поверхность, высоконагретые воды образуют кипящие грязевые лужи.

На второй день нашего пребывания в Неаполе мы отправились на остров Искью. Искья является первоклассным по красоте своей природы туристическим центром, но и для геологов этот остров представляет большой интерес своими горячими источниками и фумаролами, большим числом сбросов и других нарушений вулканотектонического характера, слагающими остров разнообразными типами вулканических пород, представленными трахитами и родственными с ними латитами, содалитовыми фонолитами.

1 октября, что официально можно считать днем окончания работы симпозиума, была совершена экскурсия на Везувий и в г. Помпею.

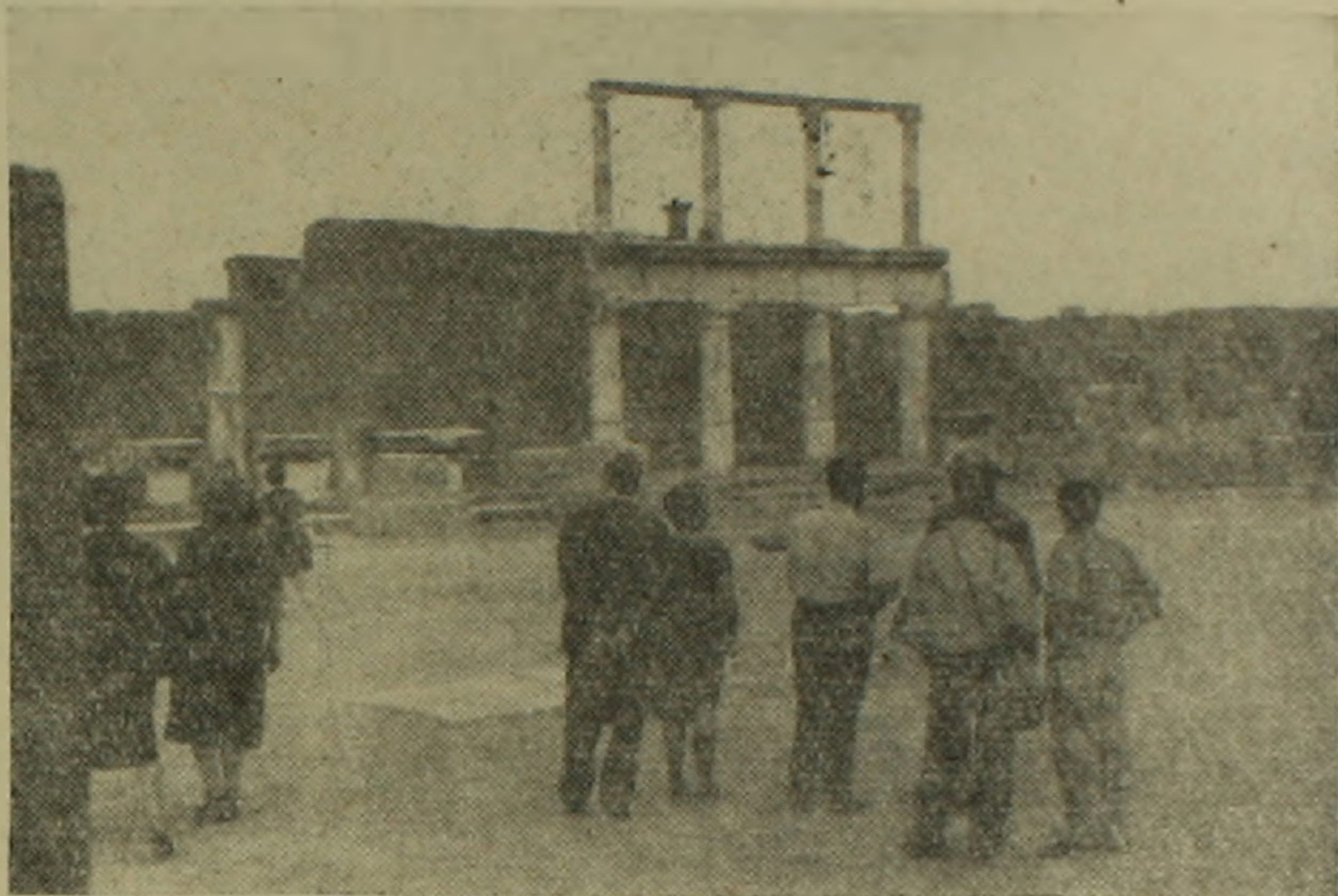
При подъеме на Везувий мы имели возможность ознакомиться не только с особенностями строения этого классического по типу вулканиче-

ского сооружения, известного в литературе как атрио-вулкана или вулкана типа Соммы, но и лавовыми потоками 1858 г. и 1944 г.

Первый из них представляет волнистую текучую лаву типа пехуху; лава 1944 г. представляет типичный лейцитовый тефрит.

В завершении осмотра Везувия мы поднялись по подвесной канатной дороге на ее вершину, представляющую гребень кратера. Хорошее обнажение (300 м глубина) эллиптического кратера с почти отвесными стенами позволило рассмотреть все наслоения вулканических пород и другие особенности его строения.

На южной стенке кратера наблюдался слабый выход фумарол.



Фиг. 5. Осмотр развалин Помпеи

Прибыв в Помпею, наряду с осмотром раскопок древнего города, мы ознакомились с пирокластическими продуктами извержения, обрушившимися в 79 году до н. э. на город.

Разрез пород представлен в основном мелкой пемзой, переходящей кверху в вулканический песок и пепел. Общая мощность слоя 3,5 м. В основании разреза каменные лапилли, представляющие куски взорванной пробки вулканического канала.

Осмотром Помпеи работа симпозиума была завершена и Советская делегация выехала в Рим, откуда 5 октября вылетела на Родину.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.I. 1962.

Կ. Գ. Շիրինյան

**«ԻԳՆԻՄԵՐԻՏՆԵՐ ԵՎ ՀԻԱԼՈԿԼԱՍՏԻՏՆԵՐ» ՄԻՋԱԶԳԱՅԻՆ
ՍԻՄՊՈԶԻՈՒՄԸ ԻՏԱԼԻԱՅՈՒՄ**

Ա մ փ ո փ ո լ մ

1961 թ. սեպտեմբերի 15-ից մինչև հոկտեմբերի 1-ը Իտալիայում կայացավ իգնիմբրիտների և հիալոկլաստիտների առաջացման հարցերին նվիրված միջազգային սիմպոզիում:

Սիմպոզիումի աշխատանքներին մասնակցում էին քսանմեկ երկրների հարյուր պատգամավորներ: Քննարկման էին ներկայացված ավելի քան 50 զեկուցումներ, որոնցից 11-ը հիալոկլաստիտների վերաբերյալ:

Սովետական Միության կողմից սիմպոզիումի աշխատանքներին մասնակցեցին Վ. Հ. Վլոդավեցը, Վ. Պ. Պետրովը, Ն. Հ. Խիտարովը և Կ. Գ. Շիրինյանը: Սիմպոզիումին էին ներկայացված սովետական գիտնականների 8 զեկուցումներ: Սիմպոզիումի սեսիոն նիստերը տեղի ունեցան Սիցիլիա կղզու Կատանիա քաղաքում, որոնց հաջորդեցին մի շարք հետաքրքիր էքսկուրսիաներ: Առաջին էքսկուրսիան անցկացվեց Սիցիլիա կղզու հարավ-արևելյան մասում, որտեղ մեծ տարածում ունեն ստորջրյա ժայթքման բազմաթիվ ապարներ և, առանձնապես, մեծ հետաքրքրություն ներկայացնող հիալոկլաստիտներ:

Մյուս էքսկուրսիաների ընթացքում, որոնք տեղի ունեցան էոլյան (Լիպարյան) հրաբխային կղզիների շրջանում, պատգամավորները հնարավորություն ունեցան ծանոթանալու Վուկանո հրաբխի հետ, որը այժմ գտնվում է ակտիվության սուֆատարային ստադիայում, այցելեցին Լիպարի կղզին, որտեղ ծանոթացան պեմզայի խոշորագույն հանքավայրերից մեկի, ինչպես նաև մի շարք այլ հետաքրքիր ապարների հետ:

Բարձրանալով գործող Ստրոմբոլի հրաբխի գագաթը, հնարավորություն ստեղծվեց դիտելու հրաբխի ժամանակակից խառնարանը և նրանից տեղի ունեցող լավային շատրվանների ժայթքումները:

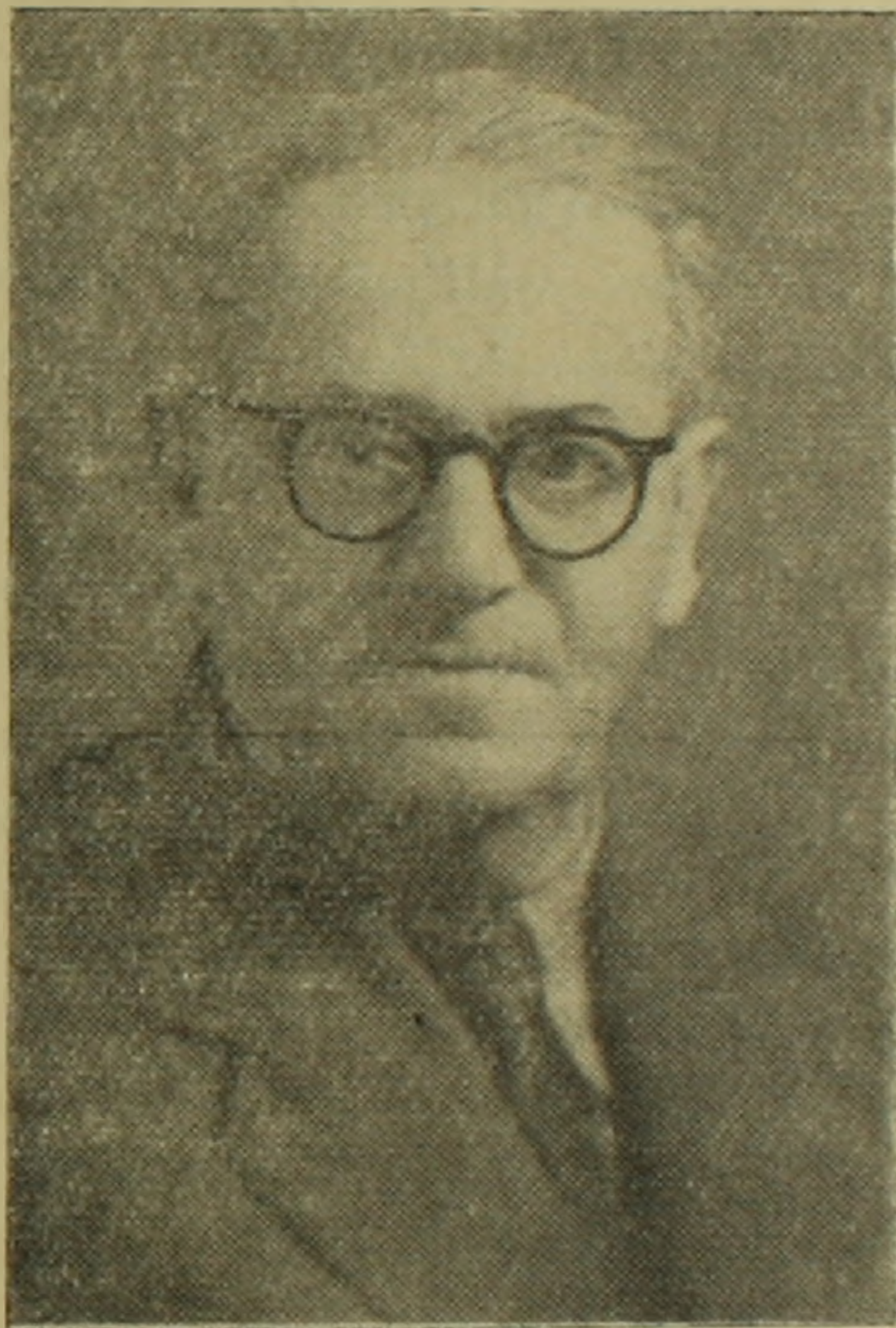
Մեծ հետաքրքրություն էին ներկայացնում նաև հաջորդ էքսկուրսիաները, որոնց ընթացքում հնարավորություն տրվեց ծանոթանալու, այսպես կոչված, ֆլեգրեյան դաշտի տուֆերի հետ, ինչպես նաև այցելել նույն շրջանում գրանրվող դեռևս ակտիվ Սուֆատար խառնարանը, ծանոթանալ Իսկիա կղզու երկրաբանական կառուցվածքի և այնտեղ տարածված մի շարք ալկալային ապարների հետ: էքսկուրսիաների վերջին օրը նվիրված էր Վեզուվի հրաբխի կառուցվածքի և այն կազմող ապարների ուսումնասիրմանը:

Այդ էքսկուրսիայի ընթացքում կազմակերպվեց նաև հնագույն Պոմպիլ քաղաքի դիտումը:

ՀՈՎՀԱՆՆԵՍ ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

Փետրվարի 9-ին, 74 տարեկան հասակում, ծանր հիվանդությունից հետո վախճանվեց սովետահայ ականավոր աշխարհագրագետ Հովհաննես Սարգսի Ստեփանյանը։ Մեզանից հեռացալ՝ վառ հայրենասերը և հայ մշակույթի անխոնջ աշխատավորը, որի ողջ դիտակցական կյանքը նվիրված է եղել ժողովրդին ծառայելուն։

Հովհաննես Ստեփանյանը ծնվել է 1888 թ. Բաքվում, ծառայողի ընտանիքում։ Նրա ծնողները ծագումով գյուղացի էին, նախկին Երևանյան նահանգի Ագուլիս գյուղից, որտեղ հաճախակի հյուր էր լինում պատանի Հովհաննեսը։ Հայրենի բնաշխարհի՝ հնամենի Գողթան գավառի շունչը հոգում, ուսման անհագուրդ տենչով բռնկված նա հաստատ մտադրվում է իր ուժերը նվիրել երկրի աշխարհագրական ուսումնասիրություններին։ 1908 թվին ավարտելով Թիֆլիսի արական գիմնազիան, նա ընդունվում է Մոսկվայի համալսարանի պատմա-բանասիրական ֆակուլտետը և ունկնդրում է աշխարհագրության հարցերի շուրջը կարգացվող դասախոսություններին։ Այն ժամանակ Ռուսաստանում աշխարհագրական ֆակուլտետներ դեռևս չկային. մասնագիտական կրթության պակասը հարկ է լինում լրացնել ինքնուրույնաբար։ Համալսարանն ավարտելուց հետո 1915 թվից Հ. Ստեփանյանն անցնում է մանկավարժական աշխատանքի, դասավանդելով պատմություն և աշխարհագրություն էջմիածնի Գևորգյան ճեմարանում, Թիֆլիսի Գայանյան ուսումնարանում, Երևանի գիմնազիաներում։ Առավել բազմակողմանի է դառնում նրա գործունեությունը Հայաստանում սովետական կարգերի հաստատումից հետո։ Մանկավարժական նորաստեղծ Բանֆակում, լենինականի ֆինանսա-տնտեսագիտական ինստիտուտում, Երևանի Պետական համալսարանում դասախոսություններ կարդալուց բացի Հ. Ստեփանյանը եռանդուն կերպով աշխարհագրական գիտելիքներ է տարածում աշխատավորական կոլեկտիվներում, Կարմիր բանակի



զորամասերում, պիոներների և դպրոցականների պալատում և այլն: Հարուստ գիտելիքների, հյուսիսի ու գրավիչ լեզվի շնորհիվ նրա դասախոսություններն ու զրույցները լսվում էին մեծ ուշադրությամբ:

Մեծ էր Հ. Ստեփանյանի գիտական նախասիրությունների շրջանակը: Նա զբաղվում էր աշխարհագրության պատմության և պատմական աշխարհագրության, քարտեզագրության և ֆիզիկա-աշխարհագրական շրջանացման հարցերով: Նա Հայկական աշխարհագրական ընկերության հիմնադիրներից մեկն էր և նրա գիտնական քարտուղարը 25 տարի շարունակ: Նա աշխատել է իբրև ՀՍՍՌ Լուսժողովրդատի աշխարհագրության հանձնաժողովի նախագահ, ակտիվորեն մասնակցել է ՀՍՍՌ Գերագույն Սովետի տրանսկրիպցիոն հանձնաժողովի գործունեությանը, հրատարակել է ռեսպուբլիկայի աշխարհագրական անունների վերաբերյալ տեղեկատու ձեռնարկ, մի շարք բրոշյուրներ, բազմաթիվ հոդվածներ և քարտեզներ: Նրա թարգմանությամբ և խմբագրությամբ լույս են տեսել Սովետական Միության ականավոր աշխարհագրագետների կազմած բուհական և դպրոցական շատ դասագրքեր, ինչպես նաև Վ. Ի. Լենինի մի շարք աշխատություններ: Նա աշխատակցել է զանազան ամսագրերի և կոլեկտիվ գիտական հրատարակությունների: Հ. Ստեփանյանի գրչին է պատկանում նաև «Հայ քարտեզագրական հրատարակությունները 260 տարում» աշխատությունը, որը հեղինակի երկարամյա հետազոտությունների արդյունքն է և եզակի տեղ է գրավում մեր աշխարհագրական գրականության մեջ: Նրա ամենախոշոր գործը, սակայն, ռուսերեն լեզվով գրված «Հայկական ՍՍՌ ֆիզիկա-աշխարհագրական շրջանացումն է»՝ հայրենի երկրի բնության անձնական ուսումնասիրությունների և գոյություն ունեցող գրական տվյալների քննադատական վերլուծության և ընդհանրացման արգասիքը, որը ցավոք սրտի մինչև այժմ լույս չի ընծայված և անժանոթ է մասնագետների լայն շրջաններին:

Թե՛ իր հասարակական աշխատանքներում և թե՛ գիտա-մանկավարժական գործունեության մեջ Հովհաննես Ստեփանյանը ցուցաբերել է նվիրվածություն ու եռանդ և վայելել է շրջապատի սերն ու հարգանքը:

Նրա հիշատակը միշտ վառ կմնա մեր սրտերում:

ԲՈՎԱՆ ԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ցեկսոնիիա

Էջ

- Ս. Կ. Արզումանյան. Նոր տվյալներ հրեանյան աղարեր ավազանի տեկտոնիկայի վերաբերյալ 3

Հրաբխագիտություն

- Կ. Ի. Կարապետյան. Առժաղանի հրաբուխը 15

Միներալոգիա

- Ռ. Ն. Զարյան. Թելուրիդները և կասլարի թելուրիտը Հափանի պղնձի հանքավայրում 25

Գեոֆիզիա

- Մ. Ս. Սաթիան, Է. Ա. Կյուրեղյան, Գ. Մ. Մկրտչյան, Մ. Յա. Մարտիրոսյան. Մոլորդենի տեղարաշխումը մեծ Սևանի նստվածքներում 31

Հիդրոգեոֆիզիա

- Ա. Ռ. Դալստյան. Շորժայի բրոմիտի հանքավայրի հիդրոգեոֆիզիայի հարցի շուրջը 35
Ս. Ռ. Կրայնով, Մ. Խ. Կորոլկովա. Հայաստանի ածխածածկվային ջրերում մի քանի միկրոտարրերի տարածման օրինաչափությունների մասին 43

Ֆիզիկական աշխարհագրություն

- Հ. Կ. Գաբրիելյան. Հայկական ՍՍՌ-ում հավերժական սառցույթի հարցի մասին 59

Գիտության պատմություն

- Լ. Ա. Ավագյան. Պետրոս Համբարյան 69

Գիտական խրոնիկա

- Կ. Դ. Շիրինյան. «Իգնիմբրիտներ և հիալոկլաստիտներ» միջազգային սիմպոզիումը Խտալիայում 75

Հովհաննես Ստեփանյան

85

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Тектоника	
<i>С. К. Арзуманян.</i> Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна	3
Вулканология	
<i>К. И. Карапетян.</i> Вулкан Армаган.	15
Минералогия	
<i>Р. Н. Зарьян.</i> Теллуриды и теллурит свинца в рудах Кафанского месторождения	25
Геохимия	
<i>М. А. Сатиан, Э. А. Кюрегян, Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян.</i> О распространении молибдена в отложениях Большого Севана	31
Гидрогеохимия	
<i>А. Р. Галстян.</i> К вопросу о гидрогеохимии Шоржинского хромитового месторождения	35
<i>С. Р. Крайнов, М. Х. Королькова.</i> О закономерностях распространения некоторых микроэлементов в углекислых водах Армении	43
Физическая география	
<i>Г. К. Габриелян.</i> К вопросу вечной мерзлоты в Армянской ССР	59
История науки	
<i>Л. А. Авакян.</i> Петрос Гамбарян	69
Научная хроника	
<i>К. Г. Ширинян.</i> Международный симпозиум "Игнимбриты и гиадокластиты" в Итаии	75
Оганес Степанян	85

