

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան (սլառ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան,
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դուր-
խանովա, Թ. Շ. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբա-
գրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Է. Հ.
Հարությունյան (սլառ. քարտուղար), Ն. Գ. Մելիք-Մուրա-
դյան, Ս. Մ. Այվազյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

МИНЕРАЛОГИЯ

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

АКЦЕССОРНЫЙ ОРТИТ ИЗ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

Среди редкоземельных акцессорных минералов, присутствующих в изверженных породах Мегринского плутона наиболее широко распространены является ортит. Таблитчатые кристаллики ортита устанавливаются в искусственных шлихах различных по составу пород плутона.

Акцессорный ортит часто встречается в различных по составу породах ранней монцонитовой интрузии, представленной кварцевыми и бескварцевыми монцонитами, сиенито-диоритами, щелочными нефелиновыми сиенитами, кварцевыми диоритами и др. Менее характерен ортит для гранитоидов второй и третьей интрузивных фаз, где он спорадически рассеян преимущественно в эндоконтактовых фациях этих интрузий. Он встречен также в гранитах низовья р. Малев, относимых А. И. Адамяном к дотретичному возрасту. Акцессорный ортит обнаружен и в жильных породах разновременных фаз плутона: в диорит-порфиридах, лампрофирах, гранодиорит-порфирах, гранит-порфирах, гранит-аплитах, аплитах.

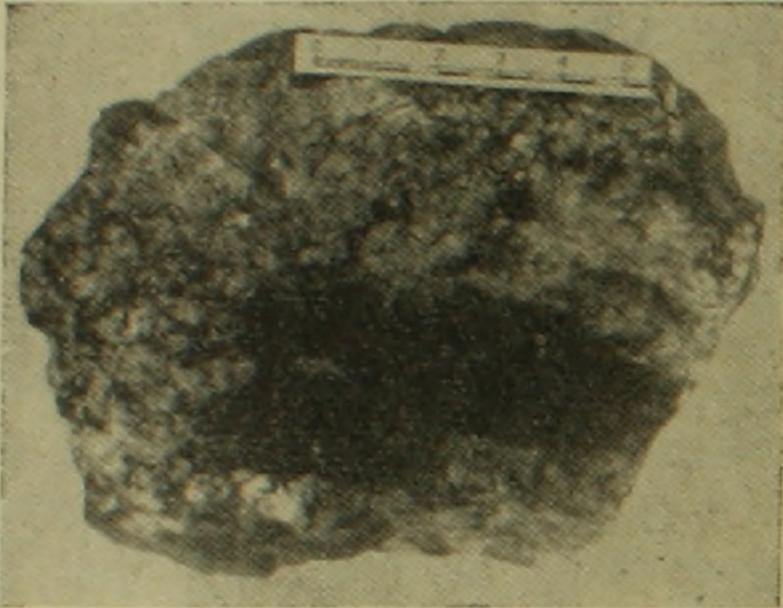
Ортит принадлежит к числу довольно распространенных редкоземельных минералов пегматитовых образований района.

Ортит в породах и пегматитах Мегринского плутона отмечался многими исследователями района [1, 5, 6], однако детального исследования этого интересного минерала до сих пор не имеется. Не останавливаясь на описании пород, в которых встречается ортит, рассмотрим некоторые физические и химические особенности ортита Мегринского плутона и закономерности его поведения в породах разновременных фаз.

В породах ортит распределен неравномерно. По подсчетам, произведенным в шлихах искусственных протолочек и в прозрачных шлифах пород монцонитового ряда, содержание его колеблется в весьма значительных пределах, от 0,001 до 0,1%. В некоторых участках содержание ортита в породе достигает 0,12—0,2%.

Ортит в породах присутствует в таблитчатых по (100) и вытянутых по второй кристаллографической оси кристалликах размером 0,2 мм до 1—2 мм, редко более, в ассоциации с апатитом, сфеном, магнетитом, цирконом, акцессорными сульфидами, реже с ураноторитом, монацитом, ксенотимом, анатазом.

В полевошпатовых, полевошпат-амфиболовых и кварц-полевошпатовых пегматитах, связанных с первой интрузивной фазой, где кристаллы ортита достигают иногда 6—10 см в длину (с. Мюльк), последний ассоциируется, как правило, с игольчатым амфиболом, биотитом, турмалином, магнетитом, сфеном, апатитом, эпидотом, реже с редкоземельными титано-тантало-ниобатами, (фельдшпатоидные пегматиты), ксенотимом, циртолитом, ураноторитом, оранжитом (пегматиты, интрузии порфириовидных гранитоидов). Зерна его в породах и пегматитах окружены характерными желто-бурыми ореолами.



Фиг. 1. Образец № 731 полевошпат-амфиболового пегматита с ортитом (черное).

В шлихах из протолок ортит обычно наблюдается в виде обломков призматических кристаллов смоляно-черного, реже коричнево-бурого цвета. По краям просвечивает красно-коричневым цветом. Для минерала типичен хорошо выраженный раковистый излом и смоляной блеск.

Из многочисленных искусственных шлихов пород и пегматитов удалось отобрать немногочисленные, хорошо образованные кристаллы ор-

тита и измерить их на зеркальном гониометре (ввиду хрупкости ортита, кристаллы его при дроблении легко раскалываются).

Для „породообразующих“ ортитов формы немногочисленны, это в основном: (001), (100), (101), (111) и (110), слабо развиты $(\bar{2}01)$ и $(\bar{3}01)$, $(\bar{1}01)$. Грани аксессуарных ортитов обычно развиты неравномерно, особенно грани с индексами $(\bar{1}\bar{1}0)$ и $(10\bar{1})$, более развиты грани (100) и $(\bar{1}00)$, благодаря чему кристаллы имеют таблитчатую форму.

Кристаллы ортита из пегматитов, и особенно, из пегматитовых жил, связанных с фацией щелочных сиенитов, значительно более богаты формами. Если в породообразующих ортитах устанавливается два-три типа кристаллов, то для ортитов из пегматитов около восьми, а в других районах, по данным И. Фромме, и больше [2].

Кристаллы ортита из пегматитов менее вытянуты по оси Y и имеют более или менее равномерно развитые грани в зоне X—Z и поэтому менее уплощены по (100).

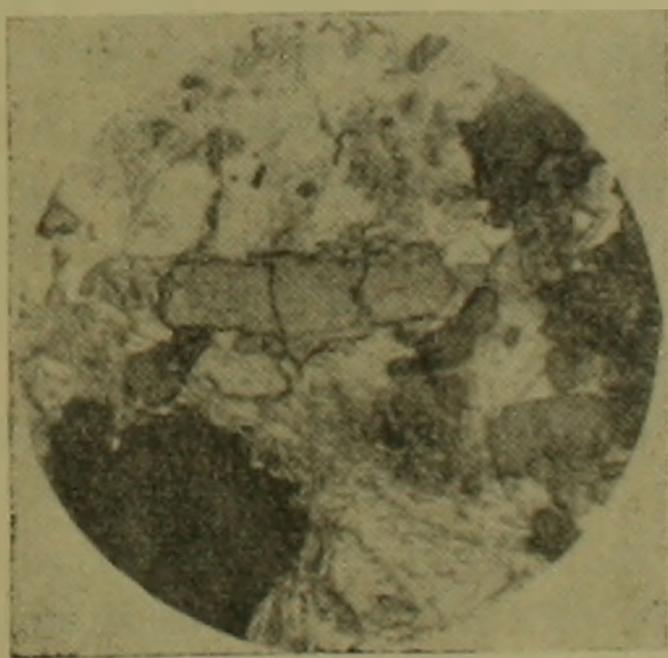
Главными формами являются: (001), (100), (101), $(\bar{1}01)$, (201), $(\bar{1}03)$, (111) и (110) реже устанавливаются $(\bar{2}03)$, (211), (104), $(10\bar{2})$ и другие.

Следует отметить, что поверхности граней несколько шероховаты и сигналы получаются большей частью слабыми, особенно от узких плохо развитых граней.

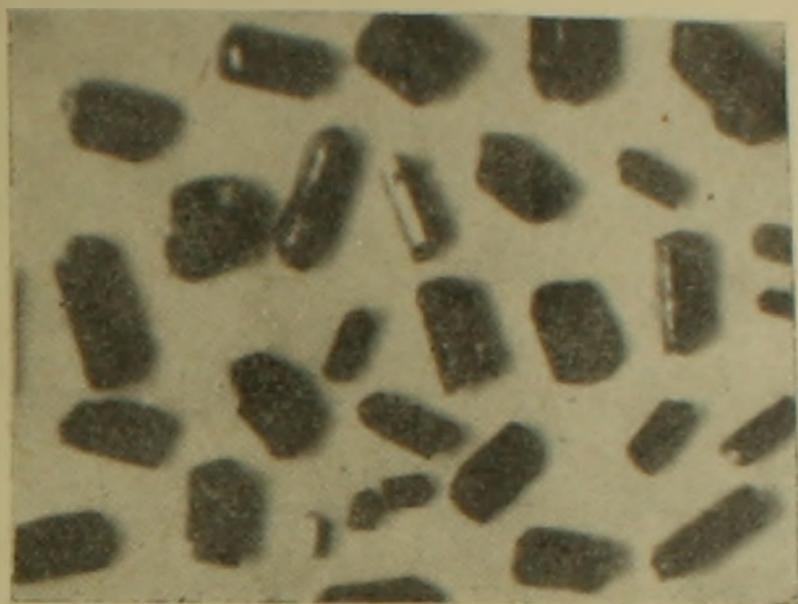
В среднем кристаллы породообразующих ортитов имеют следующие размеры: по оси X—0,4—0,8 мм, по оси Z—0,7—1,2 мм, по оси Y—1,4—2,5 мм. Размеры породообразующих кристаллов ортита увеличиваются в крупнозернистых и пегматоидных породах.

Ортиты из пегматитовых жил имеют большие размеры. Для наиболее крупных кристаллов получены следующие данные: по оси X—0,5—2 см, по оси Z—2—3,5 см, по оси Y—6—7 см. Однако такие крупные ортиты встречаются лишь в немногих, так называемых „ортитовых“ пегматитах (по А. Е. Ферсману), обычные же размеры акцессорных ортитов из других типов пегматитовых жил описываемого района немногим больше породообразующих.

В шлифах ортит имеет красно-бурую или буровато-желтую окраску. Окраска обычно неравномерная. Нередки зонально окрашенные кристаллы ортита, причем края более светлые, чем ядро. Иногда вокруг неправильных зерен ортита наблюдаются параллельно нарощие узкие каемки эпидота, с более высоким двупреломлением и слабым плеохроизмом в желтых тонах. Плеохроизм ортита от красновато-коричневого, бурого или непрозрачного по Ng, зеленовато-коричневого по Nm, до желтого или почти бесцветного по Np. Схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$. Спайность хорошо заметна по (001), менее ясная по (100). Угол между ними около 85° . Нередко наблюдаются двойники по (100), реже по (001). Дисперсия оптических осей довольно сильная, $\gamma > \nu$.



Фиг. 3. Удлиненный кристалл ортита в монзонитах. Николи II. Увел. $\times 20$.



Фиг. 2. Кристаллы ортита, выделенные из искусственного шлиха монзонитов. Увел. $\times 10$.

В пегматитах нередко наблюдаются измененные по периферии зерна ортита. Изменение выражается в образовании коричнево-матовой каемки („корки“), которая вследствие метамиктного распада частично изотропизирована. Зерна таких ортитов обычно покрыты беловато-желтыми продуктами разложения и

обладают более высокой радиоактивностью. Содержание воды около 3%. Если кривая нагревания неизменных ортитов не имеет остановок,

то для измененных разностей кривая нагревания дает экзотермический эффект при 830° , соответствующий переходу из частично метамиктного в кристаллическое состояние. Такие ортиты А. Н. Лабунцов предложил называть гидроортитом [4].

Оптические константы ортитов из различных пород варьируют в заметных пределах, а в зональных — даже в пределах одного зерна.

В нижеследующей таблице приведены некоторые физические константы ортита из различных пород плутона.

Таблица 1

№№ обр.	Название породы, содержащей ортит	Показатели преломления			$N_g - N_p$	с : N_p	2v	Удельный вес*
		N_g	N_m	N_p				
731	Полевошпат-амфиболовый пегматит (с. Мюльк)	$1,778 \pm 0,003$	$1,770 \pm 0,003$	$1,762 \pm 0,003$	0,016	$27-29^{\circ}$	$+85^{\circ}$	3,94
135	Монциты (с. Каджаран)	$1,768 \pm 0,003$	$1,758 \pm 0,003$	$1,750 \pm 0,003$	0,018	—	$+64-86^{\circ}$	—
138	Порфирированный гранодиорит (Дебаклу)	$1,756 \pm 0,003$	—	$1,741 \pm 0,003$	0,015	$32-34^{\circ}$	$+74-90^{\circ}$	—

* Удельный вес определялся пикнометрическим методом. Для слабо метамиктных ортитов из кварц-полевошпатовых пегматитов (с. Мюльк) показатель преломления сильно понижается: $N=1,712$.

Изучение шлифов различных пород показывает, что ортит обычно имеет форму более или менее идиоморфных кристалликов. Иногда ортит содержит включения циркона, апатита, магнетита, часто бывает включен в биотит, реже в роговую обманку, полевые шпаты или располагается между их зернами, что указывает на выделение ортита почти одновременно с биотитом, позже роговой обманки, циркона, апатита, магнетита и главной массы полевых шпатов. Выделение ортита в пегматитах происходит в наиболее ранние стадии процесса.

Для характеристики вещественного состава ортитов Мегринского плутона, из полевошпат-амфиболового пегматита (с. Мюльк, обр. 731), где он встречен в значительных количествах, была тщательно отобрана под биноклем навеска ортита весом около 3,0 грамм и подвергнута рентгено-химическому анализу. Особенное внимание уделялось отделению ортита от магнетита, который тесно ассоциирует с ним.

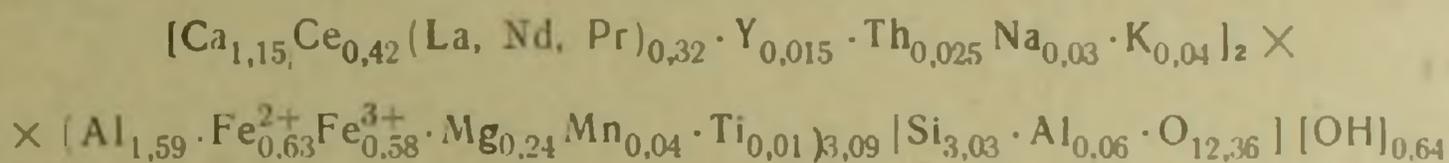
Химический анализ ортита из полевошпат-амфиболового пегматита, произведенный в химической лаборатории ИМГРЭ АН СССР аналитиком И. С. Разиной и пересчет по методу В. С. Соболева приведены в таблице 2.

Таблица 2

Компоненты	Весовые % %	Молекуляр- ное коли- чество	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, расчитанное на 13	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	32,09	533	1066	6,06	533	3,03
TiO ₂	0,11	1	2	0,02	1	0,01
ThO ₂	1,28	4	8	0,05	4	0,025
Al ₂ O ₃	14,83	145	435	2,48	290	1,65
Fe ₂ O ₃	8,11	51	153	0,87	102	0,58
Ce ₂ O ₃	11,88	37	111	0,623	74	0,42
(La, Nd) ₂ O ₃	8,78	27	81	0,46	54	0,32
Y ₂ O ₃	0,16	1	3	0,02	2	0,015
FeO	7,90	110	110	0,63	110	0,63
MnO	0,49	7	7	0,04	7	0,04
MgO	1,73	42	42	0,24	42	0,24
CaO	11,29	201	201	1,15	201	1,15
Na ₂ O	0,16	3	3	0,017	6	0,03
K ₂ O	0,27	3	3	0,02	6	0,04
H ₂ O	0,95	56	56	0,32	112	0,64
U	0,012	—	—	—	—	—
	100,11	—	2283	13,00	—	—

Общий делитель: 2283 : 13 = 175,6

В результате пересчета получаем следующую кристаллохимическую формулу ортита:



В основном данные химического анализа ортита укладываются в его теоретическую формулу: $(\text{TR}, \text{Ca})_2 \cdot (\text{Al}, \text{Fe})_3 [\text{Si}_3\text{O}_{12}] [\text{OH}]$. Наблюдается лишь незначительный избыток катионов группы (Al, Fe) и несколько пониженное количество воды, а также небольшое количество алюминия в четверной координации, замещающей Si⁴⁺.

Для характеристики особенностей состава редких земель в ортитах Мегринского плутона мы располагаем двумя рентгено-спектральными анализами, произведенными в лаборатории ИМГРЭ АН СССР Р. Л. Баринским.

Результаты рентгено-спектрального анализа приведены в таблице 3. Цифры в столбцах, означают весовое процентное содержание окисла данного лантаноида в $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$, принятое за 100%.

Для ортита из полевошпат-амфиболового пегматита (обр. 731) расшифровка состава редких земель произведена в осадке ($\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = 20,66\%$), выделенном в процессе химического анализа, а для ортита из монцонитов (обр. 135) — непосредственно в минерале.

Ортит из пегматитов по сравнению с ортитом из монцонитов отличается некоторым уменьшением содержания La и Ce, с соответственным увеличением содержания более тяжелых лантаноидов: Nd, Sm и Gd.

Таблица 3

№№ обр.	Название породы, со- держащей ортит	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
731	Ортит из пегматита (с. Мюльк)	31	57.5	3,0	8,1	0,3	—	0,1
135	Ортит из монцонитов	39	58	3,4	6,5	0,1	—	—

Ортиты Мегринского плутона характеризуются преобладанием редких земель цериевой группы (Ce, La), несколько пониженным количеством неодимовой группы (Pr, Nd), и весьма незначительным содержанием иттрия и редких земель иттриевой группы.

Помимо элементов, определенных рентгено-химическим анализом, в Мегринских ортитах спектральным анализом, выполненным в спектральной лаборатории ИГН АрмССР Г. М. Мкртчяном и М. Я. Мартиросяном, были определены элементы-примеси.

Как видно из таблицы 4 ортиты Мегринского плутона характеризуются довольно богатым комплексом микроэлементов. Почти всегда устанавливается ниобий и скандий. В ортитах из пегматитов и гранитов поздних фаз — литий и бериллий.

Халькофильные элементы-примеси: Cu, Pb, Mo и отчасти Zn отмечаются почти во всех анализированных ортитах из различных пород плутона. Спорадически отмечаются слабые линии Ni, Co, V, Sr. Постоянно присутствуют Ga, Zr и Sr, содержание последнего иногда достигает 0,1%.

В концентрации урана, тория, иттрия и тербия наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в повышении их содержания в ортитах из пегматитов и гранитоидов поздних фаз.

Таблица 4

№№ обр.	Название породы, содержащей ортит	С о д е р ж а н и е в ‰ ‰				
		1,0 и более	0,1—0,5	0,01—0,05	0,001—0,005	0,001 менее
135	Монцониты (с. Каджаран)	Ce, La	Ti, Th	Zr, Sr, Cu, Zn, V	Li, Co, Pb, Y, Ga, Nb	Be, Mo
731	Полевошпат- амфиболовый пегматит (с. Мюльк)	Ce, La, Th	Sr, Zr, Ti	Zn, Y, U, Pb	Li, V, Cu, Sc, Nb, Ga	Yb, Mo
637	Щелочной пегматит (с. Шванидзор)	Ce, La, Th	U, Ti, Zn	Zr, Sr, Nb, Y, Ca	Li, Be, Cu, Pb, Sc, V	Yb, Ni
138	Порфировид- ный грано- диорит (п. Дебаклу)	Ce, La, Th	Sr, Y, U	Cu, Co, Nb, Li	Be, Ni, Pb, Mo, Yb, Zr	Ag, V
132	Гранит (р. Малев)	Ce, La	Zr, Sr, Th	Y, U, V, Cr	Pb, Cu, Sc, Nb, Ga, Yb	Be, Li

Для ортитов из Мегринского плутона удалось произвести два рентгенометрических анализа, результаты которых приведены в таблице 5.

Таблица 5

Образец 729 ¹			Образец 731 ²		Образец 729			Образец 731	
№№ линий	l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$
1	—	—	2	8,04	19	—	—	2	1,693
2	—	—	4	6,72	20	—	—	3	1,667
3	4	3,53	3	3,54	21	7,5	1,645	—	—
4	—	—	4	3,32	22	3	1,596	2	1,593
5	10	2,97	9ш	2,97	23	2,5	1,550	2	1,554
6	4	2,83	2	2,83	24	—	—	2	1,499
7	5	2,75	5	2,74	25	5	1,466	—	—
8	6	2,69	8	2,70	26	6	1,419	4	1,419
9	4	2,62	4	8,62	27	3	1,402	—	—
10	5	2,56	—	—	28	—	—	2	1,338
11	3	2,43	—	—	29	2	1,302	—	—
12	4	2,33	—	—	30	—	—	2	1,288
13	4	2,19	2	2,21	31	2,5	1,269	—	—
14	4	2,13	6ш	2,15	32	—	—	4	1,253
15	—	—	5	1,950	33	2	1,159	—	—
16	6	1,92	4	1,910	34	2,5	1,124	—	—
17	—	—	2	1,762	35	3	1,082	—	—
18	—	—	4	1,728	36	3	1,064	—	—

1) Ортит слабо метамиктный из кварц-полевошпатового пегматита (с. Мюльк). Прокален при $t^{\circ} = 850^{\circ}$ в течение 3 часов. Рентгенограмма выполнена Ю. А. Пятенко в рентгеноструктурной лаборатории ИМГРЭ АН СССР. Условия съемки: камера РКД, диаметр камеры 57,3 мм, $2\tau = 0,6$, Cu—антикатод, Ni—фильтр. Экспозиция 10 часов.

2) Ортит неизменный из полевошпат-амфиболового пегматита (с. Мюльк). Рентгенограмма выполнена в рентгеноструктурной лаборатории Львовского государственного университета и рассчитана автором. Условия съемки: диаметр камеры 86 мм, $2\tau = 0,7$, Fe—антикатод. Экспозиция 30 часов. Дебаеграммы промерялись миллиметровой линейкой с точностью 0,2 мм. Интенсивность линий определялась по 10-балльной шкале.

Следует отметить, что многочисленные рентгенограммы ортитов различных районов мира дают нечеткие рефлексы дифракционных колец, особенно в больших углах межплоскостных расстояний. Ортит Мегринского плутона дает относительно четкие рентгенограммы и большое количество линий, особенно в больших и средних углах межплоскостных расстояний.

При сравнении рентгенограммы нашего ортита с эталонными [7, 11], обнаруживается совпадение характерных отражений и полное сходство их структур, однако на снимке появляется целый ряд дополнительных линий (№№ 22—36) в больших углах межплоскостных расстояний слабых и средних интенсивностей.

Сравнивая рентгенограммы прокаленного и непрокаленного образцов, устанавливается исключительная близость всех проявленных рефлексов. Отличие в основном заключается в некотором изменении интенсивностей и в появлении на рентгенограмме непрокаленного образца нескольких линий (№№ 17—20) в средних углах межплоскостных расстояний и исчезновении некоторых слабых рефлексов в больших углах межплоскостных расстояний, что объясняется наличием небольшого количества рентгеноаморфной фазы.

Как видно из результатов химического и рентгеноспектрального анализов, ортиты Мегринского плутона относятся к цериевой магнетизальной разновидности с очень малым содержанием иттрия и редких земель иттриевой группы, и с обычным содержанием тория и урана.

В заключении отметим некоторые существенные особенности поведения редких земель в различных породах Мегринского плутона.

По данным химических и спектральных анализов содержание редких земель, в частности в породах монцонитовой интрузии, довольно постоянно 0,02—0,03%. Однако, формы нахождения редких земель в разновременных фазах плутона различны. В породах монцонитовой интрузии (I фаза) редкие земли концентрируются с одной стороны в ортитах, с другой, в монаците; причем наблюдается определенный антагонизм между ними; в шлихах, где много ортита, монацит встречается редко и наоборот.

Некоторые наблюдения над поведением ортита и монацита в различных по химическим особенностям породах Мегринского плутона показывают, что ортиты имеют тенденцию концентрироваться в монцонитах и сиенито-диоритах ранней фазы, несущих явные черты ассимиляции и гибридизма и в контаминированных фациях более поздних гранитоидных интрузий (эндоконтактные фации), характеризующихся избытком СаО и высоким содержанием MgO, FeO, Fe₂O₃ резко превышающим их содержание в соответствующих средних типах по Дэли. В породах же с более или менее нормальным соотношением основных окислов, высоким содержанием щелочей и глинозема и недосыщенных СаО, обычно появляется редкоземельный фосфат-монацит (щелочные пегматондные сиениты, джиндаринский гранодиорит-порфиры, некоторые разновидности монцонитов и сиенитов).

Как было сказано выше, редкоземельные минералы ортит и монацит выделяются в поздние стадии кристаллизации расплава, либо совместно с биотитом, либо несколько позже, что связано с тенденцией редких земель, накапливаются в остаточных расплавах. На этой стадии кристаллизации расплава в случае избытка СаО весь фосфорный ангидрид связывается с известью в виде апатита, и редкие земли концентрируются в ортите и частью в сфене. Наоборот, в случае недостатка извести в конечной стадии кристаллизации расплава, основная масса редких земель окажется связанной с P₂O₅ в виде монацита [12].

Нахождение в различных фациях монцонитовой интрузии то монацита, то ортита обусловлено некоторой неравномерностью распре-

деления P_2O_5 и главным образом извести, образовавшейся в результате интенсивных процессов гибридизма и незакончившейся гомогенизации магмы.

В гранитоидах более поздних фаз (граносиенитах, гранодиоритах и порфириовидных гранодиоритах) редкие земли сконцентрированы, главным образом, в ортите.

На основании всего вышеизложенного можно сделать следующие главные выводы:

1. Ортит из пород Мегринского плутона относится к цериевой магнезиальной разновидности, с высоким содержанием Се и La и низким содержанием иттрия и редких земель иттриевой группы.

2. Главная масса редких земель в породах поздних фаз связана с акцессорным ортитом, а в породах монцонитовой интрузии с ортитом и монацитом.

3. Нахождение редких земель в породах в виде ортита обусловлено избытком СаО и отсутствием в конечные стадии кристаллизации P_2O_5 ; последняя, на предшествующих этапах кристаллизации, была связана с СаО в виде апатита.

4. Ортит выделяется из расплава после кристаллизации главной массы алюмосиликатов почти одновременно с биотитом,

5. Ортит имеет тенденцию концентрироваться в контаминированных фациях гранитоидов, где отмечаются явные признаки гибридизма.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.III.1959.

Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ

ՄԵՂՐԻԻ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ՈՒՂԵԿԻՅ ՕՐԹԻՏԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մեղրիի երրորդական հասակի բազմաֆազ պլուտոնում գտնվող հազվագյուտ հողերի միներալներից ամենից տարածվածը հանդիսանում է օրթիտը:

Օրթիտը պլուտոնում նշվել է բազմաթիվ հետազոտողների կողմից, բայց նրա մանրամասն ուսումնասիրությունը մինչև այժմ բացակայում է:

Օրթիտը որպես ուղեկից միներալ ավելի բնորոշ է վաղ մոնցոնիտալին ինտրուզիայի ապարների համար (մոնցոնիտներ, սիենիտոգիորիտներ, կվարցալին գիորիտներ և այլն), որոնցում նրա պարունակությունը տատանվում է 0,001 — 0,1 տոկոսի սահմաններում:

Օրթիտը հազվագեպ հանդիպում է նաև երկրորդ և երրորդ ֆազաների գրանոգիորիտների էնդոկոնտակտալին ֆացիաներում, երակալին ապարներում և հատկապես պեգմատիտներում:

Բացի օրթիտից, հազվագյուտ հողերի միներալներից մոնցոնիտալին շարքի ապարներում հանդիպում է նաև մոնացիտ, ընդ որում նրա և օրթիտի միջև դիտվում է որոշ անտոգոնիզմ: Օրթիտը հակում ունի կենտրոնանալու պլուտոնի սկզբնական ֆազաների ավելի հիմնալին գրանիտոիդներում, որոնք կրում են ասիմիլյացիայի և հիբրիդիզմի որոշակի նշաններ կամ ավելի ուշ,

գրանիտոիդային ինտրուզիաների կոնտամինացված տիպերում, որոնք բնորոշվում են CaO -ի ավելցուկով և Mg ու Fe բարձր պարունակությամբ: Իսկ մոնացիտը հանդես է գալիս ինտրուզիալի այն տարատեսակներում, որոնք հագեցված չեն CaO և բնորոշվում են ցնդող կոմպոնենտների, հատկապես P_2O_5 բարձր պարունակությամբ (ալիալային սիենիտներ):

Ուղեկից օրթիտը ապարներում հանդես է գալիս աղյուսածե բյուրեղներով, ձգված Y առանցքի ուղղությամբ՝ $0,2 - 2$ սմ չափերով:

Դիտվում է հետևյալ օրինաչափությունը՝ օրթիտը ապարներում բյուրեղային ձևով ավելի քիչ է հանդիպում քան պեգմատիտներում: Որոշ պեգմատիտներում (օրթիտային) նրա բյուրեղներն ունեն $6 - 7$ սմ մեծություն:

Մեղրիի օրթիտը բնորոշվում է բարձր բեկման ցուցիչներով $\text{Ng} = 1,778$, $\text{Nr} = 1,762$:

Ռենտգենո-քիմիական անալիզները թույլ են տալիս այն վերագրել ցերիում-մադնեզային տարատեսակին, որը բնորոշ է իտրիումի խմբի հազվագյուտ հողերի ցածր պարունակությամբ ($\Sigma\text{Y} = 0,16$ տոկոս) և ուրանի ու թորիումի նորմալ պարունակությամբ:

Հազվագյուտ հողերի պարունակությամբ ($\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3 = 20,66$ տոկոս) և փոխհարաբերությամբ, ինչպես նաև մյուս օքսիդների պարունակությամբ նկարագրվող օրթիտը շատ մոտ է Վալոմինգ նահանգի (ԱՄՆ) օրթիտին:

Սպեկտրալ անալիզները Մեղրիի օրթիտում ցույց են տվել հետևյալ խառնուրդ-էլեմենտները՝ Li , Be , Nb , Se , Ga , Cu , Mo , Zn և ուրիշները:

Նկարագրվող օրթիտը ենթարկվել է ռենտգենոստրուկտուրային հետազոտության, որի հետևանքով միջնիստային հեռավորությունների մեծ անկյուններում հալոնարբերված են մի շարք նոր ցածր և միջին ինտենսիվության լրացուցիչ գծեր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района АрмССР, АН АрмССР, 1955.
2. Бонштетд-Куплетская Э. М. и Прокопенко Н. М. Ортит из гранитов с. р. Басы Джия в Сев. Киргизии. Зап. Всероссийского мин. общ. № 3, 1946.
3. Костылева Е. Е. и Казакова Е. М. Ортит месторождения Бекатау-Ата в Казахстане. ДАН СССР, т. 56, № 3, 1947.
4. Лабунцов А. Н. Пегматиты СССР т. II. Пегматиты Сев. Карелии и их минералы. Изд. АН СССР, 1939.
5. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. АН АрмССР, 1958.
6. Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. АН АрмССР, 1951.
7. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель. Госгеолтехиздат, 1957.
8. Плошко В. В. Об аксессуарном ортите из актинолитов р. Малой Лабы. Изв. АН СССР, № 2, 1958.
9. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1958.
10. Шубников О. М. Минералы редких элементов и диагностика. Госгеолиздат, 1945.
11. Verma J. Identification of metamict minerals by X-ray diffraction Am. Min. v. 44 nos 9 and 10, 1955.
12. Вайнштейн Э. Е. и Тугаринов А. И. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. Геохимия, № 2, 1956.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Г. Б. МЕЖЛУМЯН

О ГЕНЕЗИСЕ СВАРАНЦСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сваранцское железорудное месторождение расположено в Горисском административном районе АрмССР, в 5 км к югу от с. Сваранц, на северном склоне г. Арамазд.

Выяснение условий образования Сваранцского железорудного месторождения непосредственно связано с вопросом о происхождении габбровой формации северного склона Баргушатского хребта, в частности Арамаздского интрузива.

Ниже нами рассматриваются структурные, литологические, магматические и др. факторы, которые в конечном счете обусловили пространственное распространение интрузивных комплексов, приуроченность железорудного оруденения к определенным структурам и типам пород. Наряду с этим кратко излагается минералогическая характеристика титаномагнетитовых руд, их вещественный состав и типы руд.

В геологическом строении района принимают участие как интрузивные, так и эффузивные и осадочные породы. Среди эффузивных и осадочных образований верхнего мела, В. Т. Акопяном [1] на основании литологических особенностей выделены Татевская, Сваранцская, Сраберд-Таксарская свиты. Эти свиты сложены карбонатными породами, песчаниками, туфоконгломератами, туфобрекчиями, мергелистыми песчаниками, рассланцованными песчаниками, мергелями, грубозернистыми туфопесчаниками, плагиоклазовыми и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами темно-серого цвета и т. д. Суммарная мощность указанных трех свит составляет около 1 км.

Арамаздский интрузив формировался в сложных тектонических условиях с многофазным внедрением магмы.

Интрузив характеризуется весьма пестрым петрографическим составом; в его строении принимает участие почти вся гамма интрузивных пород от ультраосновных — основных до кислых, как-то: оливиниты, габбро-пироксениты, оливиновое габбро, габбро, габбро-диориты, монцониты, диориты, гранодиориты, граносиениты и граниты.

Габброиды Арамаздского интрузива дифференцированы и состоят частично из полосчатых разновидностей с изменчивым составом.

Габбровый комплекс представлен габбро, полосчатым габбро, оливиновым габбро, оливинитами, перидотитами, магнетитовыми оливинами, анортозитами и др.

Макро- и микрополосчатость габбро выражена чередованием прерывистых полос часто плагиоклазового и оливинового состава, что указывает на дифференциацию габбровой магмы. Однако полосчатость габбро, постепенные переходы разновидностей, а также приуроченность оливинитов к габбро позволяет рассматривать оливиниты как ультраосновной дифференциат габбровой магмы. Следовательно, оливиниты пространственно и генетически связаны с габбровой магмой и являются крайним ультраосновным ее дифференциатом.

В последнее время почти все авторитетные петрографы считают, что из основной магмы на ранних стадиях выделяются часто полевошпатовые породы (анортозиты), затем — члены более основного ряда и в конце — ультраосновные дифференциаты.

Нашими работами устанавливается аналогичная последовательность дифференциации основной магмы.

На Сваранцском месторождении ясно видно, что оливиниты являются более поздним образованием по сравнению с габбро; рудообразующие минералы в оливинитах образовались еще позднее в виде редко- и густовкрапленников, жил, гнезд, шпир с резкими контактами.

Месторождение представлено серией (более двадцати) субмеридианально расположенных крутопадающих оливинитовых рудных тел пластообразной, дайкообразной и неправильно-линзовидной формы. Из них около десяти имеют мощность от 10 до 40 м, а остальные от 2 до 5 м. Эти рудные тела простираются на расстояние от 20 до 500 м и имеют крутое падение ($60--85^\circ$) на восток и юго-восток.

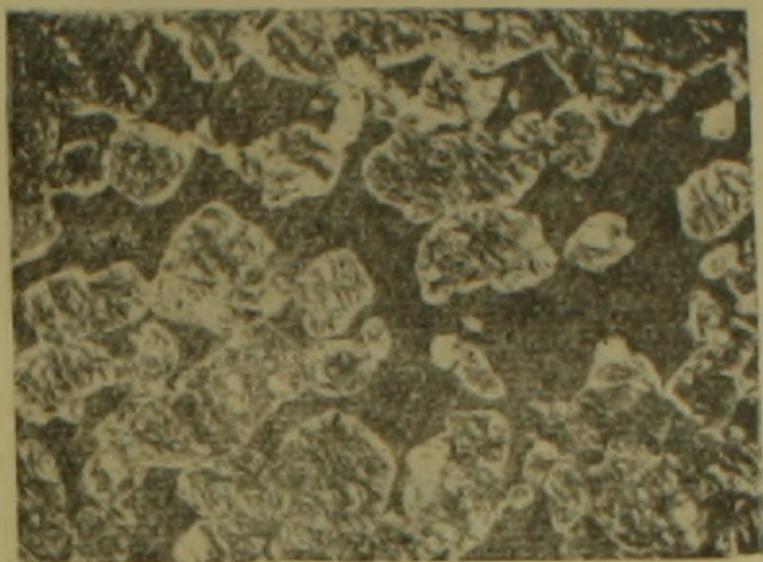
Оруденение морфологически представлено, в основном, вкрапленностью от редкой до густой и имеет форму неправильных полосок, струек, гнезд, линзочек и шпировых скоплений магнетита, жил, зерен ильменита. Последние устанавливаются лишь под микроскопом.

Минералогический состав руд однообразен. В минералогическом составе титаномагнетитовых руд принимают участие магнетит, титаномагнетит, ильменит и шпинель. В незначительном количестве встречаются пирит и халькопирит. В месторождении главным рудообразующим минералом является магнетит, который имеет наиболее широкое распространение. Соотношение главных рудообразующих минералов в титаномагнетитовой руде следующее: магнетит — 15 до 65%, реже до 90%, ильменит 2 — 3%, шпинель* 3—5%. Руда характеризуется тем, что ангенеральные или ксеноморфные выделения рудных минералов

* Шпинель впервые установлена в 1958 г. автором при микроскопическом изучении руд.

цементируют зерна оливина, образуя сидеронитовую структуру (фиг. 1). Во всех полированных шлифах титаномагнетитовых руд в зернах магнетита присутствует шпинель, которая тесно срастается с магнетитом.

Под микроскопом, в отраженном свете, установлены структуры распада твердых растворов ильменита и шпинели в магнетите. Ильменит в магнетите образует пластинчатую (фиг. 2) реже петельчатую



Фиг. 1. Сидеронитовая структура. Магнетитовый оливинит. Магнетит (черное), оливин (светлое). Прозрачный шлиф. $\times 30$.



Фиг. 2. Пластинчатая и решетчатая структура титаномагнетита. Магнетит (серое) изометрические кристаллы, ильменит (светло-серое) тонкие пластинки в магнетите. Полированный шлиф. $\times 150$.

и решетчатую, а шпинель — эмульсионную, ориентированно-эмульсионную, пластинчатую, грубо- и тонкорешетчатую и др. структуры.

По минералогическому составу, в также текстурно-структурным особенностям, титаномагнетитовые руды Сваранца аналогичны рудам месторождения г. Качканар на Северном Урале [6], Септ-Илес (Molson Mine) в Квебеке [7].

Результаты химического анализа* чисто отобранного титаномагнетита представлены в табл. 1.

Таблица 1

№ проба	Компоненты								
	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe	TiO ₂	V ₂ O ₅	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	SiO ₂
250	32,06	51,64	61,07	7,22	0,62	2,85	0,93	3,07	1,10

Из таблицы 2 видно, что в титаномагнетите содержание железа, титана и ванадия, примерно, в два раза выше, чем в обычных средних вкрапленных и прожилково-вкрапленных титаномагнетитовых рудах.

* Химическая лаборатория горно-металлургического института; аналитик — Л. А. Ерибеков.

Таблица 2

Среднее содержание главных компонентов* титаномагнетитовых руд
Сваранцкого железорудного месторождения в %
(по данным химических и спектральных анализов)

Типы руд	Компоненты				
	Fe	TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
I Богатая массивная и шлировая титаномагнетитовая руда	32—55	2,5—3,5	0,3—0,4	0,3—0,5	0,3—0,5
II Средняя густовкрапленная (прожилково-вкрапленная) титаномагнетитовая руда	20—25	1,5—2,5	0,1—0,2	0,3—0,5	0,1—0,2
III Бедная редковкрапленная титаномагнетитовая руда	15—20	0,5—1,5	0,03—0,05	0,3—0,5	0,1

Среднее содержание элементов в разных типах титаномагнетитовых руд

Типы руд	Элементы					
	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn
Богатая массивная и шлировая руда	5	7	6,5	0,3	>10	0,5
Средняя густовкрапленная (прожилково-вкрапленная руда)	7,5	7	6,5	0,5—1	>10	0,5
Бедная редковкрапленная руда	7,5	3	10	3	>10	0,5

Полуколичественный спектральный анализ из этой же пробы показал следующие примеси: Cr — 1 %, Ni и Co — 0,03 %, Zr — 0,003 %, и др.

Спектральный анализ** (табл. 3) этих же руд показал хорошее совпадение с результатами химического анализа.

Сравнение результатов химического анализа мономинерального титаномагнетита (табл. 1) с результатами химических и спектральных анализов (таблицы 2 и 3) разных типов титаномагнетитовых руд показывает, что с повышением содержания Fe, повышается и содержание Ti и V.

На основании морфологии оруденения, среднего содержания железа и других ценных компонентов, а также текстурно-структурных особенностей, титаномагнетитовые руды можно подразделить на три группы:

1. Богатая массивная руда. Небольшие богатые шлировые скопления, гнезда, линзы, полосы и жилы титаномагнетита аллотриоморфнозернистой, панидиоморфнозернистой структуры, среди оливинитовых

* Вредные примеси—P₂O₅ и S колеблются в пределах от сотых до десятых долей процента. Содержание As незначительное (следы).

** Спектральный анализ титаномагнетитовых руд выполнен в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик М. Я. Мартиросян.

тел и габбро. Среднее содержание железа и других главных компонентов колеблется в пределах:

Fe — 32 — 55 %, TiO_2 — 2,5 — 3,0%, V_2O_5 — 0,2 — 0,4 %.

2. Средняя густовкрапленная (прожилково-вкрапленная) титаномагнетитовая руда, характеризуется, в основном, сидеронитовой структурой.

Размеры рудных тел измеряются десятками и сотнями метров по простиранию. Среднее содержание главных рудных компонентов колеблется Fe — 20 — 25 %, TiO_2 — 1,5 — 2,5 %, V_2O_5 — 0,1 — 0,2 %.

3. Бедная редковкрапленная титаномагнетитовая руда.

В месторождении наиболее широкое распространение имеют руды последнего типа. Этот тип морфологически представлен непре-

Таблица 3

Сваранцкого железорудного месторождения (по данным спектральных анализов в %)

е	н	т	ы							
Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Zr	Ga	Na	Zn	Li
0,07	0,05	1—3	0,4	0,7	0,003	0,002	0,002	0,05	0,05	0,00025
0,07	0,05	0,3—3,0	0,03	0,3	0,003	0,002	0,00025	0,03	0,05	0,00025
0,07	0,05	0,5—1	0,02	0,1	0,003	0,0025	0,0025	0,03	0,05	0,00025

вильными линзообразными, дайкообразными крутопадающими рудными телами, мощностью от десяти до нескольких десятков метров. По простиранию от 200 до 500 м и более.

Среднее содержание железа варьирует в пределах 15 — 20%, TiO_2 — 0,7 — 1,5 %, V_2O_5 — 0,01 — 0,03 %.

Кроме титаномагнетитового оруденения наблюдается гематитовое и рутиловое оруденение прожилкового типа, мощностью от нескольких миллиметров до 15 — 18 см.

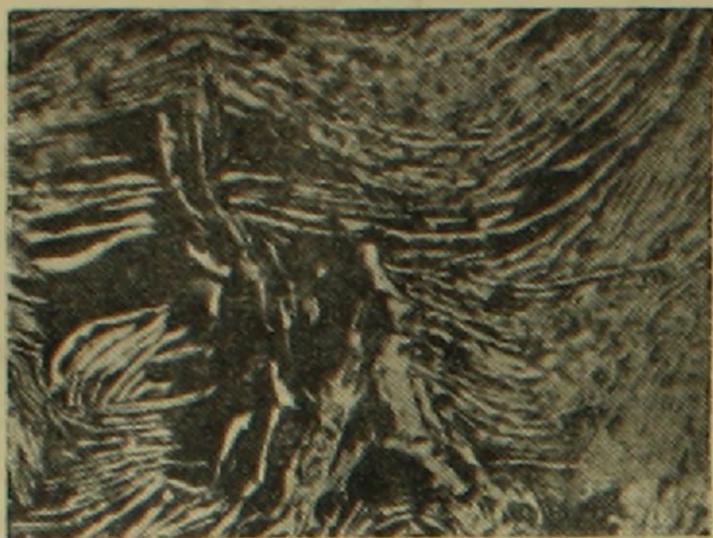
Гематитовое орудение приурочено к брекчированным и измененным порфиритам в юго-западной части месторождения. В составе гематитовых руд устанавливаются гематит, магнетит (мушкетовит), пирит и гидроокислы железа.

Ниже приводятся результаты спектральных анализов богатых гематитовых руд (в %): Fe > 10, Si — 5, Al — 3, Mg — 1, Ca — 0,1, K — 0,3 — 1, Na — 0,2 — 0,3, Mn — 0,03 — 0,1, Ti, Zr, Ba — 0,03, Cu, V — 0,01, Sn — 0,003, Li, Ga — 0,001 — 0,003, Ni — 0,001.

Структура руды, в основном, радиально-волокнистая, радиально-лучистая, изогнуто-мелкоигольчатая (фиг. 3, 4).

Недалеко от с. Сваранц, примерно в 1,5 км, в ущелье р. Сваранц (Харти-Дзор), против шт. № 3, в измененных порфиритах встречается

минерал буровато-красного, иногда почти черного цвета, который нами определен как рутил. Этот минерал представлен как отдельны-



Фиг. 3. Пластинчатые агрегаты гематита (серое). Полированный шлиф. $\times 70$.



Фиг. 4. Игольчатые агрегаты гематита (серое) в порфирите (черное). Полированный шлиф. $\times 70$.

ми кристаллами размером 0,1—2 см, так и мелкозернистыми скоплениями.

Ниже приводятся химические и спектральные анализы рутила.

Результаты химического анализа* чисто отобранного мономинерального рутила в % даны в табл. 4.

Таблица 4

№ пробы	Компоненты								
	TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	V ₂ O ₅	MgO	п. п. п.	Nb	Zr
21	85,28	7,80	2,70	1,32	0,62	0,30	0,68	1,0	0,3

Полуколичественные спектральные анализы** показали следующие результаты (см. табл. 5).

Таблица 5

№ пробы	Компоненты												
	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Zr	Hf	Nb	Sn
21	0,3	1—3	0,03 —0,1	0,03 —0,1	1,0	0,001	>10	0,1— 0,3	0,01— 0,03	0,1— 0,3	0,01	0,3— 1,0	0,01—
21 ^a	0,3	1	0,3	0,03 0,1	0,3 —1	0,001	>10	0,1— 0,3	?	0,003 0,01—	0,003 0,01—	0,03 0,1—	0,003

Данные химических и спектральных анализов (таблицы 4 и 5), а также микроскопическое изучение этого минерала с наглядностью показало, что минерал является рутилом.

* Химическая лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик А. К. Иванян.

** Спектральный анализ выполнен в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик М. Я. Мартиросян.

Производились предварительные опыты по обогащению средних титаномагнетитовых руд, по методам магнитной и электромагнитной сепарации, результаты* которых приведены в табл. 6 и 7.

Таблица 6

Сепарация на сепараторе „Геоприбор“

Наименование продуктов	Выход в %	Fe %	Извлечение %
Конц. электромагн. сепарац.	46,0	48,0	71,0
Промежуточный продукт	29,4	18,2	17,2
Хвосты	24,6	14,5	11,8
Руда	100,0	31,0	100,0

Таблица 7

Сепарация ручным магнитом

Наименование продуктов	Выход в %	Fe %	Извлечение %
Конц. магнитн. сепарац.	50,0	45,0	75,0
Промежуточный продукт	25,0	15,4	12,8
Хвосты	25,0	14,66	12,2
Руда	100,0	30,0	100,0

Учитывая дополнительную обработку промежуточных продуктов, среднее извлечение Fe в концентрат составляет 82%.

На основе изученного фактического материала можно высказать ряд соображений об условиях образования Сваранцкого титаномагнетитового месторождения.

Выделение плагиоклазов из габбровой магмы привело к накоплению в остаточном растворе железомagneзиальных и летучих компонентов, обусловивших образование локальных гистерогенных залежей оливинитов, богатых титаномагнетитом. Иначе говоря, оливиниты являются остаточным продуктом дифференциации и кристаллизации магмы габбровой фазы Арамаздского интрузива.

Остаточный рудный оливинитовый дифференциат внедрялся вдоль трещин и ослабленных зон в застывшие приповерхностные части интрузива, образуя рудные залежи, имеющие резкий (иногда постепенный) контакт с вмещающими габбровыми породами.

Эти первоначальные трещины и ослабленные зоны являются, по видимому, следствием механической неоднородности остывшего вмещающего интрузива и прототектонических подвижек.

Остаточная оливинитовая рудная магма „накопила“ большое количество железа, частично титана и ванадия, которые в процессе

* Опыты обогащения и химические анализы концентратов произведены в НИГМИ при Совнархозе АрмССР (С. С. Акмаева, А. А. Раганян).

дальнейшего хода кристаллизации магмы, выделялись в виде магнетита и ильменита.

В оливинитах зерна оливина редко встречаются в свежем виде. Они характеризуются сильным изменением и серпентинизацией, что обусловлено автопневматолитовыми процессами.

Учитывая характерные особенности оруденения Сваранцского титаномагнетитового месторождения — морфологию рудных тел, минералогический состав и типы руд, их текстурно-структурные особенности, а также условия образования, месторождение можно отнести к позднемагматическому (гистеромагматическому) типу.

Месторождение относится к фузивному типу по А. Н. Заварицкому (4), где рудные минералы являются результатом кристаллизации последних остатков ультраосновных дифференциатов габбровой материнской магмы.

Кроме вышеописанного позднемагматического титаномагнетитового оруденения в районе месторождения, в эффузивных порфиритовых породах проявлено и гематитовое оруденение, генетически связанное с поздними гидротермально-пневматолитовыми растворами, поступающими в экзоконтакт интрузивных пород.

В ы в о д ы

1. Сваранцское железорудное месторождение характеризуется тем, что все рудные тела непосредственно залегают в интрузивных габбровых породах и генетически связаны с ними.

2. Оливиниты, содержащие титаномагнетит и другие рудные компоненты являются наиболее поздние внедрившимися ультраосновными дифференциатами габбровой магмы Арамаздского интрузива.

3. На основании микроскопического изучения руд, а также химических и спектральных анализов, устанавливается „малотитанистый“ тип титаномагнетитовых руд в ультраосновных породах.

Практический интерес представляет железо (среднее содержание 20 — 25%), а также титан и ванадий, которые являются ценными примесями (в среднем TiO_2 колеблется от 2,0 до 2,5 %, а V_2O_5 — 0,1 — 0,2 %) и повышают ценность руды. Концентраты содержат Fe 45 — 48%, TiO_2 5 — 6%, V_2O_5 0,4 — 0,5%.

4. Наиболее характерной особенностью титаномагнетитовых руд Сваранца является широкое развитие и тесное срастание шпинели и частично ильменита с магнетитом в различных взаимоотношениях.

Титаномагнетит представляет собой твердый раствор $FeTiO_3$ — $MgAl_2O_4$ — Fe_3O_4 , причем количественное соотношение примерно следующее: ильменит — 3%, шпинель — 4%, магнетит — 93%.

Проведенные исследования показали, что описанное выше Сваранцское железорудное месторождение может быть перспективно на глубину и заслуживает дальнейшего детального изучения.

Գ. Ր. ՄԵԺԼՈՒՄԵԱՆ

ՍՎԱՐԱՆՑԻ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԾԱԳՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Սվարանցի երկաթի հանքավայրը գտնվում է ՀՍՍՌ-ի Գորիսի շրջանի հարավային ծայրամասում, Սվարանց գյուղից 5 կմ դեպի հարավ, Արամազդ լեռան հյուսիսային լանջին:

Հողվածում քննարկվում են ստրուկտուրային, լիթոլոգիական, մագմատիկական և մի շարք այլ գործոններ, որոնք պայմանավորել են ինտրուզիվ առաջացումների տարածական տեղարաշխումն ու երկաթային հանքայնացման հարումը որոշակի տիպի ապարների և ստրուկտուրաների:

Շրջանի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են ինչպես ինսուրուզիվ այնպես էլ էֆուզիվ և նստվածքային ապարներ: Նստվածքային և էֆուզիվ ապարները ներկայացված են վերին կավճի հասակի առաջացումներով, որոնք են՝ կարբոնատային ապարներ, ավազաքարեր, մերգելային ավազաքարեր, տուֆոավազաքարեր, մերգելներ, մուգ մոխրագույն պլագիոկլազային և պլագիոկլազ-պիրոքսենային պորֆիրիտներ, տուֆոկոնգլոմերատներ, տուֆորրեկչիաներ և այլն:

Այդ ապարների ընդհանուր կարողությունը կազմում է մոտավորապես 1 կմ:

Ինսուրուզիայի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են համարյա բոլոր տեսակի ինտրուզիվ ապարները. սկսած ուլտրահիմքայիններից վերջացրած թթու տարրերակներով: Արամազդի հիմքային ինտրուզիվ ապարները ննթարկվել են դիֆերենցիացիայի և ներկայացված են գաբրոյի տարրերակներով, գաբրո-պիրոքսենիտներով, օլիվինիտներով, մագնետիտային օլիվինիտներով, անորթոզիտներով և այլն: Ուլտրահիմքային ածանցյալները տարածականորեն և զենետիկորեն կապված են հիմքային մագմայի հետ և հանդիսանում են նրա ուլտրահիմքային ծայրանդամ անջատումները:

Հանքայնացումը մորֆոլոգիական տեսակետից ներկայացված է նոսրից մինչև խիտ ներփակումներով, որոնք հանդես են գալիս տիտանոմագնետիտի անկանոն զուլերի, երակների, շիթերի, բների, ոսպնյակների և շիրային կուտակումների ձևով: Հանդիպում են նաև իլմենիտի շատ մանր հատիկներ:

Տիտանոմագնետիտային հանքանյութի միներալոգիական կազմը պարզ է և ներկայացված է մագնետիտով, տիտանոմագնետիտով, իլմենիտով և շպինելով: Աննշան քանակությամբ հաղվադեպ հանդիպում են պիրիտ և խալկոպիրիտ: Գլխավոր հանք-առաջացնող և ամենատարածված միներալը հանդիսանում է մագնետիտը: Հանքանյութի մնացած հիմնական մասսան ներկայացված է օլիվինով: Սվարանցի հանքավայրի հանքանյութերում առաջին անգամ հեղինակի կողմից որոշվել է շպինել և ուտիլ միներալները:

Տիտանոմագնետիտային հանքանյութերը բնութագրվում են հիմնականում սիդերոնիտային ստրուկտուրայով:

Հաշվի առնելով երկաթի և մյուս գլխավոր կոմպոնենտների միջին պարունակությունը, ինչպես նաև հանքայնացման մորֆոլոգիական և տեքստուր-ստրուկտուրային առանձնահատկությունները, տիտանոմագնետիտային հանքանյութերը կարելի է բաժանել 3 տիպի, որոնց բնութագրումը և գլխավոր

կոմպոնենտների տոկոսային պարունակությունը տրված է № 2 աղյուսակում:

Փաստական նյութի ուսումնասիրության հիման վրա Ավարանցի տիտանոմագնետիտային հանքանյութերի առաջացման պայմանների վերաբերյալ կարելի է արտահայտել հետևյալ մտահղացումները:

Հիմքային մագմայից պլուզիոկլազների անջատման հետևանքով մնացորդային մագմայում կուտակվել են երկաթ-մագնեզիումային և ցնդող կոմպոնենտները, որոնք պայմանավորել են առանձին (տեղական) տեղաբաշխում ունեցող տիտանոմագնետիտով հարուստ օլիվինիտային հանքային առաջացումները: Այլ կերպ ասած օլիվինիտները հանդիսանում են Արամազդի ինտրուզիայի հումքային ֆազայի բյուրեղացման և ածանցման արդյունք:

Մնացորդային հանքային օլիվինիտային այդ ածանցյալը ներ է դրվել ինտրուզիվ մարմնի մերձակերեսային սառած մասերի ճեղքերի և թուլլ զոնաների երկայնքով՝ առաջացնելով առանձին հանքային մարմիններ, որոնք ունեն կտրուկ (երբեմն էլ աստիճանական) կոնտակտներ ներփակող ապարների հետ:

Մնացորդային օլիվինիտային հանքային մագման կուտակվել է զգալի քանակությամբ երկաթ, մասամբ էլ տիտան և վանադիում, որոնք մագմայի բյուրեղացման պրոցեսի հետագա ընթացքի ժամանակ անջատվել են մագնետիտի և իլմենիտի ձևով:

Հաշվի առնելով Ավարանցի տիտանոմագնետիտային հանքավայրի հանքայնացման բնորոշ առանձնահատկությունները՝ հանքամարմինների մորֆոլոգիան, հանքանյութերի տիպերը, միներալոգիական կազմը, նրանց տեքստուր-ստրուկտուրային առանձնահատկությունները, ինչպես նաև առաջացման մի շարք պայմանները, հանքավայրը կարելի է դասել ուշ-մագմատիկական (հիստերոմագմատիկական) տիպին:

Բացի վերը նկարագրած տիտանոմագնետիտային հանքայնացման տիպից, ինտրուզիվ մարմնի էկզոկոնտակտային մասերում, փոփոխված պորֆիրիտային ապարներում սովորաբար են հեմատիտի և ուլտիլի գոյացումներ, որոնք գենետիկորեն կապված են ուշ առաջացած հիդրոթերմալ-պենումատոլիտային լուծույթների հետ:

Վերը շարադրածից կարելի է հանգել հետևյալ եզրակացություններին.

1. Ավարանցի երկաթի հանքավայրը բնութագրվում է նրանով, որ բոլոր հանքային մարմինները անմիջականորեն տեղադրված են դարբոններում և գենետիկորեն կապված են նրանց հետ:

2. Օլիվինիտները, որոնք պարունակում են տիտանոմագնետիտ և ուրիշ հանքային բաղադրամասեր, հանդիսանում են Արամազդի ինտրուզիվ մարմնի հիմքային ֆազայի ամենաուշ ներդրված ուլտրահիմքային ածանցյալը:

3. Հանքանյութերի միկրոսկոպիական ուսումնասիրության, ինչպես նաև քիմիական և սպեկտրալ անալիզների հիման վրա հաստատված է, որ տիտանոմագնետիտային հանքանյութերը պատկանում են քիչ տիտան պարունակող հանքանյութերի տիպին: Պրակտիկ հետաքրքրություն են ներկայացնում երկաթը, ինչպես նաև տիտանը և վանադիումը. վերջին երկուսը հանդիսանում են թանկարժեք խառնուրդներ և բարձրացնում են հանքանյութի արժեքը:

4. Տիտանոմագնետիտային հանքանյութերի ամենաբնորոշ առանձնահատկությունը հանդիսանում է շպինելի և իլմենիտի սերտ հարաճումը և լայն

զարգացումը մագնետիտի հետ: Տիտանոմագնետիտն իրենից ներկայացնում է, $\text{FeTiO}_3 - \text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ պինդ լուծույթ, ըստ որում դրանց քանակական հարաբերակցությունը մոտավորապես հետևյալն է. իմենիտ — 3⁰/₀, շպինել — 4⁰/₀ և մագնետիտ — 93⁰/₀:

Կատարված ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ Սվարանցի երկաթի հանքավայրը հեռանկարային է և արժանի է հետագա մանրամասն ուսումնասիրության:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. О возрасте верхнемеловых образований района сс. Сваранц и Татев. Известия АН АрмССР, серия геологических и географических наук, том XI, № 3, Ереван, 1958.
2. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, М., 1958.
3. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, М., 1950.
4. Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. Извест. геол. ком., том 45, № 2, 1926.
5. Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, М., 1955.
6. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, М., 1957.
7. Carl Faessler and G. M. Schwartz. Titaniferous magnetite deposits of Sept-Iles, Quebec. Econ. Geol., vol. 36, № 7, 1941.
8. Schwartz G. M. Progress in the study of Exsolution in ore minerals. Econ. Geol. vol. 37, № 5, 1942.

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ЭФФУЗИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА*

(на примере Малого Кавказа)

Выяснение закономерностей развития интрузивного и эффузивного вулканизма в земной коре является одной из интересных и важнейших проблем современной геологической науки.

Часть этой сложной проблемы составляет вопрос генетической связи проявления вулканизма с тектоническими структурами и историей геотектонического развития.

Для изучения этих вопросов Малый Кавказ представляет исключительный интерес. Одной из характерных особенностей геологической истории мезо-кайнозоя этой области является интенсивное проявление эффузивного вулканизма, продукты которого в виде лавовых покровов и различных видов пирокластолитов встречаются почти во всех горизонтах отложений, начиная от юры и до антропогена включительно. Значительную роль играют вулканогенные образования также в составе метаморфических свит докембрия-нижнего палеозоя.

Слабо выражен вулканизм как в интрузивной, так и эффузивной форме, в герцинском этапе развития (девон-триас), что по нашему мнению, объясняется тем, что Малый Кавказ в это время еще не вступил в настоящую геосинклинальную стадию развития, а характеризовался „субплатформенным“ геотектоническим режимом [8].

Рассмотрим связь вулканизма и тектоники в пространстве и во времени.

Связь эффузивного вулканизма с историей геотектонического развития

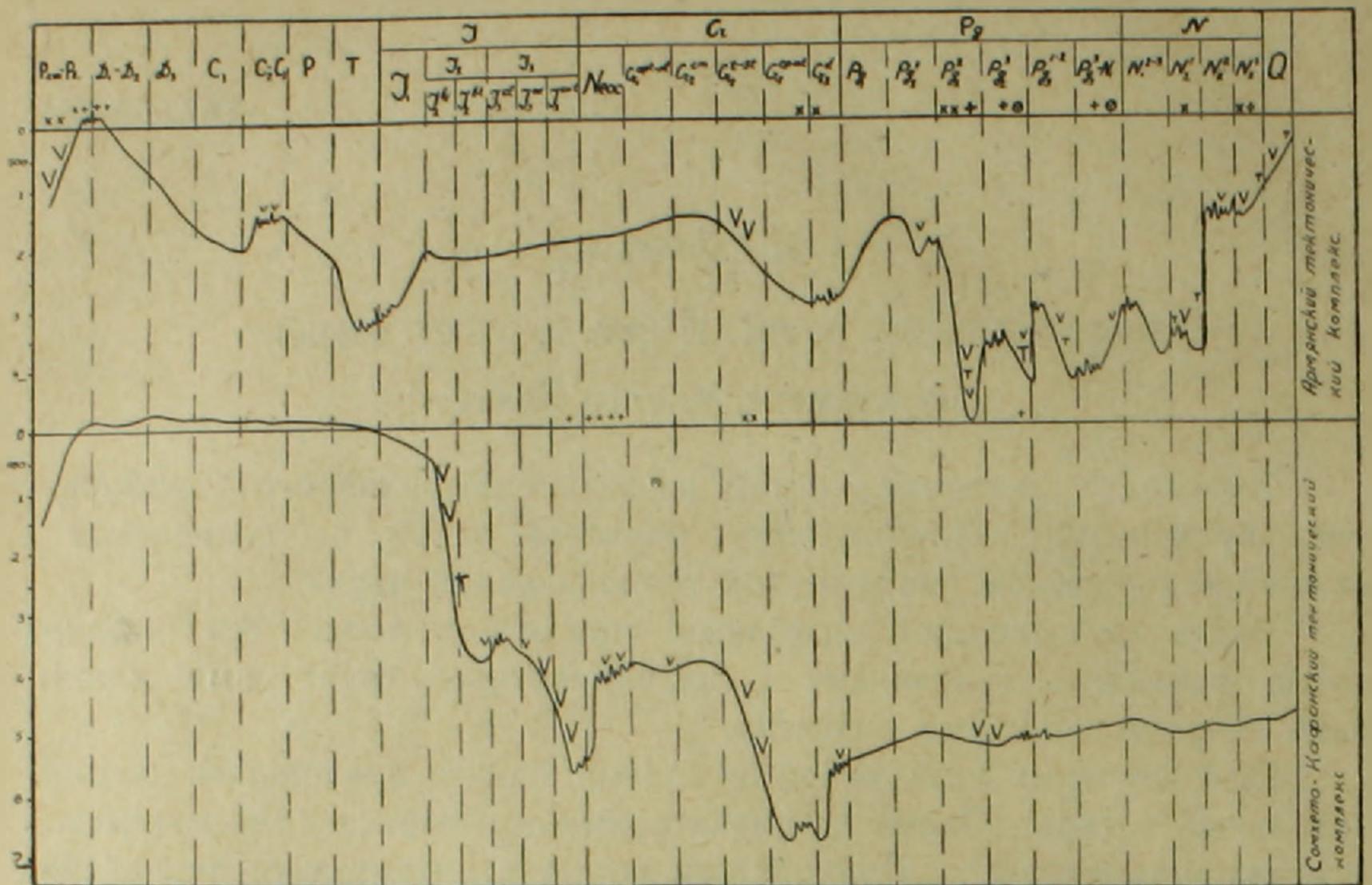
(Развитие эффузивного вулканизма во времени)

В истории тектонического развития Малого Кавказа выделяются три этапа, в течение которых произошли кардинальные изменения в пространственном размещении глубинных тектонических структур и обусловленным ими проявлении вулканизма.

Эти этапы: а) докембрийский-каледонский (РСт—S), б) герцинский (D—T) и в) альпийский (J—Q).

* Доклад прочитан на первом Всесоюзном совещании вулканологов в 1959 г. в г. Ереване.

СХЕМА ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА МАЛОМ КАВКАЗЕ



Условные обозначения

- | | |
|------------------------------------|---------------------------------------|
| Кривая эпейрогенетических движений | Vv Основные эффузии |
| Главнейшие орогенетические фазы | Tt Кислые эффузии |
| Кислые интрузии | VT Сильная вулканическая деятельность |
| Щелочные интрузии | vt Слабая вулканическая деятельность |
| Основные и ультраосновные интрузии | |

Мы еще очень мало знаем об истории докембрийского-каледонского этапа развития Малого Кавказа, так как отложения соответствующего возраста обнажаются весьма ограниченно и к тому же они немые, что затрудняет их стратиграфическое расчленение и установление возраста отдельных свит. Последние фрагментарно выступают в ядрах крупных антиклинальных структур— Арзаканского, Южно-Сюникского (Зангезурского), Локского, Храмского и др. и представлены регионально метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами.

В разрезе метаморфического комплекса Армении Р. А. Аракелян выделяется ряд свит, среди которых эффузивные породы играют доминирующую роль в составе самой верхней из них—апаранской (агверанской) свиты, относимой им к ордовику [2], а другими исследователями (А. Е. Назарян)—к девону.

Свита эта представлена эпидотизированными и хлоритизированными диабазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, линзами мраморов и прорвана лейкократовыми и микроклиновыми гранитами.

Гораздо более слабо развит эффузивный вулканизм в герцинском этапе развития, охватывающем время от девона и до триаса включительно.

Начиная с этого этапа Малый Кавказ отчетливо делится на две части—Сомхето-Кафанский и Армянский тектонические комплексы, история развития которых, в дальнейшем протекает различно [8].

Отложения герцинского возраста развиты исключительно в Армянском тектоническом комплексе, охватывающем юго-западную часть Малого Кавказа.

В рассматриваемое время отчетливо выделяются два подэтапа развития—раннегерцинский (D—C₁) и позднегерцинский (P—T), разделенные значительным перерывом в осадконакоплении, соответствующим среднему-верхнему карбону.

Каждый из указанных подэтапов характеризуется двумя формациями отложений. Для нижнего из них характерны известняковая формация среднего девона и терригенно-фосфоритовая формация верхнего девона—нижнего карбона.

В пермо-триасовом подэтапе образовались: известняковая формация перми—среднего триаса и угленосная формация верхнего триаса.

Продукты эффузивного вулканизма в виде порфиритовых потоков и их пирокластолитов известны в верхнем девоне Сюника. Кроме того, встречаются небольшие дайковые тела андезитов, габбро-диабазов и порфиритов (бассейны рр. Веди, Арпа), которые прорывают отложения до нижнего карбона включительно, но нигде не затрагивают пермские отложения [1].

На этом основании Р. А. Аракелян определяет возраст этих дайковых пород как средне-верхнекарбонный.

Однако, верхний предел возраста указанных дайковых пород нельзя считать точно установленным. Они могут быть и гораздо более молодыми, в частности киммерийскими, как это допускает Ш. А. Азизбеков для аналогичных эффузивных образований, развитых в средне-верхнепалеозойских отложениях соседних с Армянской ССР, районов НахАССР.

Гораздо более сложна история альпийского этапа развития. Она делится на несколько самостоятельных подэтапов или циклов, разделенных регионально выраженными перерывами и тектоническими несогласиями.

Каждый из этих подэтапов начинается прогибанием земной коры и трансгрессией и завершается поднятием, складчатостью и регрессией.

Эти подэтапы: а) юра-неокомский, б) альб-верхнемеловой, в) палеоцен-эоценовый, г) олигоцен-миоценовый, д) нижне-средне-плиоценовый, е) верхний плиоцен-антропоценовый.

С юрского времени начинается альпийский этап геосинклинального развития Малого Кавказа, ознаменовавшийся трогообразным опусканием Сомхето-Кафанского тектонического комплекса и превращением его в глубоко прогнутую первичную геосинклинальную область (эвгеосинклиналь по М. Кею).

Армянский тектонический комплекс, характеризующийся прогибанием и осадконакоплением в герцинском этапе развития, в юре и неокоме испытывает поднятия и превращается в область размыва.

Интрузивный и эффузивный вулканизм проявляется исключительно в Сомхето-Кафанском комплексе и совершенно отсутствует в Армянском тектоническом комплексе.

Погружение Сомхето-Кафанского комплекса начинается в лейасе, что сопровождается накоплением терригенных песчано-глинистых пород—нижняя терригенно-граувакковая формация. В байосе—эпохе максимального прогибания, происходит накопление мощной, несколько километровой вулканогенной свиты—порфирито-кератофировой формации средней юры. Значительное ослабление вулканизма происходит в бате и келловее, а затем снова усиливается в оксфорде, киммеридже и титоне (терригенно-вулканогенная формация).

Подобное распространение вулканогенных фаций в разрезе юрских отложений Армении вполне соответствует общему ходу тектонических движений. Наиболее интенсивное прогибание происходит в байосе (мощное развитие вулканогенных фаций), в бате происходит замедление процесса опускания, а затем смена нисходящих движений на восходящие—предкелловейская (батская) фаза складчатости. Этим обусловлено существенное ослабление вулканизма в бате-келловее. Со второй половины келловоя начинается новое погружение, достигшее максимума в оксфорде и киммеридже, что снова сопровождается усилением вулканической деятельности.

В неокоме происходят мощные складкообразовательные движения и поднятие Сомхето-Кафанского тектонического комплекса, чем обусловлено почти полное отсутствие отложений соответствующего возраста.

Эти движения сопровождаются внедрением крупных гранитоидных интрузий в пределах указанного тектонического комплекса, наряду с полным отсутствием продуктов эффузивного вулканизма. Только в некоторых прогибах, например, в бассейне среднего течения р. Воротан, где не наблюдается перерыва в осадконакоплении при переходе от верхней юры в нижний мел, проявление эффузивного вулканизма непрерывно продолжает развиваться и в нижнем мелу (вулканогенная свита титона-баррема).

Начиная с альба (а местами и с апта), Малый Кавказ, вступает в новую стадию геосинклинального развития, ознаменовавшуюся резким изменением плана расположения глубинных тектонических структур.

В альбе происходит наложение таких крупных структурных зон, как Аджаро-Триалетский геосинклинальный прогиб [9], Севано-Ширакский прогиб [8] и Кельбаджарская наложенная мульда (Шихалибейли Э. Ш.). Несколько позже (в сеномане-туроне) в южной части Малого Кавказа формируются Еревано-Вединский, Айоцзорский (Даралагезский) и Нахичеванский прогибы.

В результате указанных нисходящих эпейрогенических движений в верхнем мелу происходит повсеместное погружение территории Малого Кавказа, обусловившее обширную трансгрессию моря—самую крупную среди всех трансгрессий на Кавказе.

Прогибание указанных геосинклинальных зон достигает максимума в коньяке-сантоне; в кампане-маастихте имеет место некоторое ослабление нисходящих тектонических движений, а в дате—всеобщее поднятие, складчатость и регрессия. Соответственно указанному ходу тектонических движений и происходит проявление эффузивного вулканизма. В альб-сеноманских отложениях имеются только горизонты туфогенных пород, в верхнем туроне, коньяке и сантоне—эпохах максимального прогибания, вулканизм развивается наиболее интенсивно, благодаря чему в разрезах указанных отложений Севано-Ширакского синклиория, Акеринского и др. геосинклинальных прогибов большим распространением пользуются различные порфириты, их туфобрекчии, туфоконгломераты и др. пирокластиты.

Резкое ослабление вулканической деятельности происходит в кампане-маастрихте, что, по нашему мнению, связано с ослаблением дифференциальных эпейрогенических движений. Повсеместное развитие на Малом Кавказе карбонатных формаций кампана-маастрихта соответствует эпохе максимальной трансгрессии, что обусловлено, по видимому, пенепленизацией рельефа, следовательно и стабилизацией режима тектонических движений. В дате происходят мощные складкообразовательные движения, вызвавшие региональное поднятие Малого Кавказа и обусловленную ими регрессию. Только в некоторых, наиболее глубоко прогнутых частях геосинклинальных зон происходит накопление флишевых терригенных отложений, представляющих продукты размыва поднимающихся горных хребтов. В эту эпоху эффузивный вулканизм проявляется также чрезвычайно слабо.

Следующий этап мощного развития вулканизма охватывает эоцен. История колебательных движений в эоценовое время представляет следующую картину. После дат-палеоценовой регрессии, в нижнем эоцене начинается новое погружение страны и трансгрессия, достигшая максимума в среднем эоцене. В конце среднего эоцена происходят складкообразовательные движения (предверхнеэоценовая фаза складчатости) и регрессия, а в верхнем эоцене—новое прогибание и осадконакопление.

В тесной связи с указанной историей эпейрогенических движений и развивается эффузивный вулканизм.

Продукты эксплозионной вулканической деятельности появляются еще в нижнем эоцене, но местами—в зонах глубинных разломов, например, в Сюнике, на северном борту Севано-Ширакского синклиория и в районе Спитакского перевала,—в это время происходит накопление мощных (свыше 1 км) свит вулканогенных образований (различные порфириты и их пирокластиты).

Время максимального проявления вулканизма соответствует среднему эоцену и особенно первой половине последнего. В Севано-Ширакском, Кельбаджарском, Айоцзорском и Ордубадском синклинориях в это время накапливаются огромные мощности (свыше 2 км) различных эффузивных пород (порфириты, кварцевые порфиры, альбитофиры и их пирокластические разности). Заметное ослабление вулканической деятельности наблюдается в конце среднего эоцена, что обусловлено, по-видимому, как и в кампане и маастрихте, некоторой стабилизацией эпейрогенических тектонических движений, предшествовавшей предверхнеэоценовой орогенической фазе.

Новая вспышка вулканической деятельности происходит в верхнем эоцене (Памбакская вулканогенная свита и ее стратиграфические эквиваленты, слагающие водораздельные части Базумского, Арегунийского, Севанского и Ширакского синклинальных хребтов), которая, однако, по интенсивности проявления, значительно уступает вулканизму среднеэоценового времени. Следующий этап тектонического развития Малого Кавказа охватывает олигоцен-миоценовое время. В это время происходят существенные изменения в геотектоническом строении Малого Кавказа. В результате интенсивных складкообразовательных и эпейрогенических тектонических движений, имевших место перед олигоценом, формируются главнейшие структурные и геоморфологические единицы указанной области—Куринский и Среднеараксинский межгорные прогибы и разделяющее их антикавказское геоантиклинальное поднятие. Осадконакопление в указанных прогибах происходит в морских условиях, в мульдовой части Севано-Ширакского и Акеринского синклинориев—в пресноводно-озерных условиях.

В нижне-среднеолигоценное время происходит вулканическая деятельность эксплозионного типа (вулканические пеллы в разрезах Шорагбюрской и Шагапской свит), но местами—НахАССР. Варденисский хребет, Айоцзор, Кельбаджарский прогиб,—ближе к центрам извержений, в составе отложений указанного возраста вулканогенные образования (андезитовые покровы и их пирокласты) резко преобладают над нормально-осадочными породами (Абракунисская, Амуль-Сарская, Нижнеэлпинская и Кельбаджарская свиты).

В верхнем олигоцене происходят новые восходящие движения, вызвавшие регрессию и образование красноцветных молассовых (Среднеараксинская котловина) и угленосно-лигнитоносных (Мульдовая часть Севано-Ширакского синклинория, Ахалцихский бассейн) свит. В это время наблюдается заметное ослабление вулканической деятельности, хотя нередки дайки и потоки андезитовых лав в составе красноцветной молассовой свиты Среднеараксинской депрессии, а также вулканические пеллы, аггломератовые туфы и туфоконгломераты (Каширдагская толща НахАССР).

В течение времени от среднего миоцена и до среднего сармата включительно, происходит новая пенепленизация рельефа и трансгрессия, обусловившие образование гипсо-соленосных свит Ереван-

ского и Нахичеванского бассейнов. Следы вулканической деятельности этого времени очень незначительны.

Следующий этап проявления эффузивного вулканизма охватывает время от верхнего сармата и до среднего плиоцена включительно.

В верхнем сармате происходит некоторая трансгрессия моря с проникновением мактровой фауны в среднеараксинскую депрессию, а в мэотисе и понте имеют место складкообразовательные движения, сменявшиеся в среднем плиоцене общим, сводообразным, но менее дифференцированным, эпейрогеническим поднятием страны. Вулканическая деятельность этого этапа начинается в верхнем сармате — белесоватая туфогенная свита Приереванского района и кислые эффузии трахи-липаритовой формации вулканических хребтов Малого Кавказа. Очень сильно развивается вулканизм в мэотисе и особенно, понте; к этому возрасту относится мощная (свыше 1 км) вулканогенно-обломочная свита (Вохчабердская свита и ее стратиграфические аналоги), преимущественно андезитового состава, слагающая центральную вулканическую область Малого Кавказа — Кечутский, Цахкуняцкий, Гегамский, Варденисский, Сюникский и др. хребты. Продукты вулканической деятельности этого времени, в виде вулканических пеплов в изобилии встречаются также в фаунистически охарактеризованных отложениях мэотиса и понта Куринской депрессии.

Некоторое ослабление вулканизма происходит в среднем плиоцене, что обусловлено, по-видимому, менее дифференциальным характером эпейрогенических движений.

В геологическом строении Малого Кавказа огромную роль играют продукты эффузивного вулканизма верхнеплиоценового и четвертичного возраста.

Лавовые покровы этого времени слагают крупные морфологические единицы северной части Армянского вулканического нагорья — массивы гор Арагац и Араилер, Кечутский, Гегамский, Ишхансарский и Варденисский хребты, а также обширные вулканические плато — Ахалкалакское, Лорийское, Верхнеахурянское, Кармрашенское (Октемберянское), Егвардское, Канакерское, Ераблурское, Нор-Баязетское (Камосское) и др.

Вулканическая деятельность верхнего плиоцена начинается излиянием основных лав (долеритовые базальты), которые затем сменяются андезито-базальтами и андезитами, и завершается извержением кислых лав — дацитов, липаритов, обсидианов и др., образующих отчетливо выраженные экстррузивные конуса (Артени, Атис) и вулканические массивы (Ишхансарский хребет).

Лавовые покровы рассматриваемой эпохи бронируют и нивелируют рельеф, созданный в среднем плиоцене и переслаиваются, подстилаются и покрываются различными озерно-речными отложениями — диатомитовые глины, пемзовые пески, пеплы и др., в составе которых продукты вулканических извержений также играют доминирующую роль.

Новая вспышка вулканической деятельности происходит в антропогене. В это время отчетливо выделяются две эпохи вулканизма, первая в плейстоцене, а вторая в голоцене.

Следует отметить, что вулканогенные образования верхнего плиоцена и антропогена генетически и территориально тесно связаны друг с другом и поэтому провести четкую границу между ними в ряде случаев становится практически невозможным. Это обстоятельство обусловлено тем, что антропогеновая история Малого Кавказа составляет естественное продолжение верхнеплиоценовой истории и представляет по существу завершающий этап тех важнейших геологических событий, которые начали развиваться в верхнем плиоцене. Этот факт побудил ряд исследователей высказаться в пользу необходимости объединения верхнего плиоцена и постплиоцена в единый период времени—антропогеновый период [5, 4, 11].

Однако, тем не менее, имеются ряд критериев для разграничения верхнеплиоценовых и четвертичных лав. Верхнеплиоценовые лавы образуют широкие покровы, нивелируют древний рельеф и в тектонических депрессиях, где они переслаиваются с озерными отложениями, участвуют в складчатости. Четвертичные же лавы в большинстве случаев залегают в виде потоков, приурочены к элементам современного рельефа и не дислоцированы.

Кроме того, они имеют гораздо более свежий облик, характеризуются хорошо сохранившимися вулканическими аппаратами и к тому же в ряде мест несогласно перекрывают различные горизонты более древних отложений до верхнего плиоцена включительно.

Имеется еще один критерий для разграничения лавовых образований, сравниваемых двух эпох.

Разрез верхнеплиоценовых лавовых образований, как указывалось выше, начинается основными породами и завершается изливанием кислых эффузий. Вулканическая деятельность четвертичного времени также начинается изливанием андезито-базальтов (бассейн оз. Севан, Айоцзор, периферии г. Арагац и др.) и завершается изливанием дацитов и др. кислых пород (г. Арагац).

По ряду признаков также довольно четко отличаются плейстоценовые лавы от голоценовых. Первые подвергнуты экзарационным действиям оледенения, а потоки голоценовых лав покрывают ледниковый рельеф и вюрмские флювиогляциальные отложения. Кроме того, как это справедливо отмечает Е. Е. Милановский [11], голоценовые лавы отличаются своими несколько более кислым составом (андезиты, андезито-дациты, дациты), бугристым микрорельефом—„Чингили“ и приуроченностью к молодым террасам современных рек.

Помимо того, вулканическая деятельность голоценового времени отличается широким развитием туфов и игнимбритов.

Возраст этих туфовых образований, широко распространенных по периферии г. Арагац, в Приереванском районе и в Памбакской долине, в настоящее время достаточно точно определяется как вюрм-

ский, на основании ряда стратиграфических и палеонтологических данных.

В Памбакской долине туфы переслаиваются с аллювиально-пролювиальными отложениями, в которых найдена фауна ископаемых млекопитающих вюрмского возраста [12], а в Приереванском районе они несогласно и со значительным перерывом перекрывают озерные отложения с остатками *Elephas trogontherii* (миндель—миндель-рисс).

Кроме того, к востоку от Еревана, в Шорагбюрской антиклинальной долине, останцы туфов налегают на отложения пятой террасы, возраст которой, как известно, датируется как хозарский.

Неоднократные вспышки вулканической деятельности в четвертичное время обусловлены характером эпейрогенических движений.

Еще К. Н. Паффенгольцем было убедительно доказано, что фазы вулканической деятельности четвертичного времени (лавы типа А, В, С, Д, Е) соответствуют эпохам возобновления циклов эрозии, отвечающим эпейрогеническим поднятиям Малого Кавказа [13]. По А. Т. Асланяну [4] эти эпохи эпейрогенического поднятия Малого Кавказа и вулканической деятельности, соответствуют эпохам прогибания и трансгрессии смежных прогибов—Куринского и Араксинского. Очень наглядно вырисовывается связь вулканизма с эпейрогенезом в голоцене.

А. Т. Асланяном [4] и нами [6] было подмечено важное значение послевюрмских движений в создании современного облика крупных морфо-структурных единиц Малого Кавказа.

Вюрмская эпоха была переломной в формировании современной речной сети, обусловленной прогибанием Среднеараксинской и Куринской депрессий и поднятием центральной мегаантиклинали Малого Кавказа. Для наглядности укажем, что глубина врезания р. Памбак в вюрмские террасовые отложения в районе ст. Налбанд составляет около 100 м, а 200-метровое пропиливание реки Касах также имело место после извержения туфов, т. е. после вюрма. Если считать приблизительную продолжительность послевюрмского времени 20000 лет, то средний темп поднятия в голоцене получается около 1 см в год [10].

Связь эффузивного вулканизма с тектоническими структурами

В развитии вулканизма громадную роль играют глубинные разломы.

Нами была высказана мысль о том, что наиболее крупные интрузивные массивы Армении—Мегринский и Памбакский, приурочены к зонам структурного сочленения двух различно построенных геотектонических комплексов Малого Кавказа—Сомхето-Кафанского и Армянского [7].

Этот структурный шов и представляет зону глубинного разлома, контролирующего интрузивный вулканизм и оруденение.

Проанализировав пространственное размещение продуктов вулканической деятельности на территории Армении и смежных районов Малого Кавказа, мы пришли к выводу, что эффузивный вулканизм в большинстве случаев контролируется не поверхностными разрывными нарушениями, фиксирующимися обычными геолого-стратиграфическими критериями, а генетически связан с более глубинными тектоническими структурами, зачастую замаскированными и не выявляющимися обычными методами структурной геологии. Это глубинные разломы, которые служили путями для проникновения магматических расплавов на дневную поверхность.

Общая характеристика глубинных разломов на Малом Кавказе приведена в нашей другой работе [8], поэтому нет необходимости на них здесь останавливаться. Отметим только, что в условиях Армянского вулканического нагорья они выявляются линейным расположением центров вулканических извержений и излияний (Мокрые горы, Абул-Самсарский хребет, Гегамский хребет и др.), зональностью распространения фации отложений, развитием межгорных котловин вдоль этих зон (Севанская, Памбакская, Ширакская и др.), а также зональным расположением гидротермально измененных пород, минеральных источников, эпицентров землетрясений и гипербазитовых интрузивных тел (Анкавано-Сюникский и Севано-Акеринский разломы).

Вся история геологического развития Малого Кавказа наглядно показывает генетическую связь эффузивного вулканизма с указанными зонами глубинных разломов. Вулканические фации верхнего девона, юры, нижнего и среднего эоцена, олигоцена, а также мио-плиоцена генетически приурочены к Анкавано-Сюникскому разлому.

Вулканические фации перечисленных стратиграфических единиц по мере удаления от указанных зон глубинных разломов, т. е. в сторону Среднеараксинской депрессии, постепенно замещаются нормально-осадочными отложениями, в составе которых продукты эффузивного вулканизма играют ничтожную роль.

Громадного масштаба вулканическая деятельность в юре связана с началом альпийского этапа тектонического развития Малого Кавказа, ознаменовавшегося грабенообразным опусканием северной и северо-восточной частей указанной области и образованием глубоких тектонических разрывов.

Наглядным примером служит, в этом отношении, кайнозойский вулканизм Малого Кавказа.

Линейно вытянутые вулканические хребты с многочисленными насаженными на них вулканическими аппаратами (Мокрые горы, Абул-Самсарский хребет, Гегамский, Варденисский и Ишхансарский хребты) явно свидетельствуют об их генетической связи с глубокими тектоническими расколами.

Показательно, что в отдельных этапах вулканической деятельности кайнозоя, излияния начинаются преимущественно с базальтовой

магмы и завершаются извержениями кислых пород. Этот факт также свидетельствует о том, что эти разрывные нарушения не ограничивались только сиалической оболочкой земной коры, а безусловно проникали в более глубокие горизонты последней.

История геотектонического развития Малого Кавказа показывает, что эти зоны разломов действуют, как бы прерывисто, то затухают, то активизируются.

Вероятно, в ряде случаев, этим обусловлен прерывистый характер вулканической деятельности в мезо-кайнозое. В некоторых местах, например, в бассейне оз. Севан, глубинные разломы прекрасно выражены наличием на поверхности многочисленных разрывных нарушений, которые на глубине, по-видимому, объединяются в единую тектоническую трещину. В некоторых районах (бассейн р. Воротан, Сарыкаинский мыс, район гор. Камо и др.) прекрасно выраженные вулканические аппараты непосредственно насажены на молодые сбросовые нарушения.

Не менее отчетливо вырисовывается генетическая связь эффузивного вулканизма с пликративными структурами.

В этом отношении существенно отличается вулканизм древних эпох (до олигоцена включительно) от вулканизма неогена и антропогена, о чем было подмечено в работе Е. Е. Милановского [11]. Вулканическая деятельность юры, мела и палеогена развивалась, в основном, в геосинклинальных прогибах и преимущественно в их наиболее прогнутых частях. Последние в процессе опускания и прогибания испытывали наибольшие механические напряжения, обусловившие образования тектонических трещин, служивших путями для восходящего движения магмы.

Выразительными примерами в этом отношении могут служить палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория, Кельбаджарского, Айоцзорского и Ордубадского прогибов, юрский вулканизм Сомхето-Карабахской зоны и т. д.

В зонах поперечных поднятий, которые разделяют эти геосинклинальные прогибы и характеризуются меньшей амплитудой тектонических движений (уменьшение мощностей отложений с выпадением из разреза отдельных горизонтов), напротив, вулканическая деятельность проявляется гораздо слабее, а местами затухает даже полностью (Карахач-Зовашенское поперечное поднятие, Айоцзорский и Мартиросский перевалы и др.).

Иную картину, в этом отношении, представляет история плиоценового и четвертичного вулканизма. В этот период отмечается связь вулканической деятельности с районами новейших геоантиклинальных поднятий древних консолидированных массивов.

Кайнозойский вулканизм Малого Кавказа исключительно приурочен к участкам древних антиклинальных поднятий—массив горы Арагац, Цахкуняцкий и Гегамский хребты, Мокрые горы, в которых

консолидированный докембрийский-каледонский субстрат приподнят и находится ближе к поверхности или даже обнажается.

Дифференциальные движения большой амплитуды в зонах древних антиклинальных поднятий обуславливают раскалывание этих жестких массивов и образование глубоких тектонических трещин — пути выхода магматических расплавов на дневную поверхность.

Показательно, что плиоценовый и четвертичный вулканизм приурочен исключительно к Армянскому тектоническому комплексу и полностью отсутствует в другом, Сомхето-Кафанском тектоническом комплексе. Этот факт свидетельствует о том, что самостоятельность геологического развития этих двух важнейших структурных и металлогенических зон Малого Кавказа, намечавшаяся еще с герцинского тектонического этапа, продолжается до четвертичного периода включительно. Этому не противоречит широкое распространение неогеновых и четвертичных вулканогенных образований на Лорийском, Ахалкалакском и Цалкинском плато и в Кечутском и Абул-Самсарском хребтах, которые на первый взгляд находятся на западном продолжении Сомхето-Кафанского тектонического комплекса. Геофизические и палеогеографические данные свидетельствуют о том, что под лавовыми образованиями указанных районов докембрийско-эопаалеозойский консолидированный субстрат находится ближе к земной поверхности. Юрская вулканогенная зона Малого Кавказа прослеживается на северо-запад, и соединяется с зоной развития вулканогенной юры в Абхазии. Эта единая Абхазо-Карабахская юрская геосинклинальная зона в дальнейшем, начиная с альба-сеномана, была расчленена путем наложения на нее ряда поперечных геосинклинальных прогибов — Аджаро-Триалетского, Севано-Акеринского и др.

В ы в о д ы

1. Максимальное проявление эффузивного вулканизма отмечается в эпохи трансгрессии и прогибания земной коры. Такими эпохами были байос, оксфорд-киммеридж, верхний турон-коньяк-сантон, средний эоцен, олигоцен, мэотис-понт (особенно понт) и верхний плиоцен.

2. В эпохи максимальной трансгрессии, соответствующие пене-пленизации и выравниванию рельефа, обусловленных сравнительной стабилизацией тектонических движений, происходит заметное ослабление вулканической деятельности. Процесс стабилизации движений и выравнивания рельефа, происходит, обычно, перед инверсией геотектонического режима, перед орогеническими фазами. Это время, когда нисходящие тектонические движения сменяются восходящим эпейрогенезом. Такими эпохами на Малом Кавказе были батский век, кампан-маастрихт, вторая половина среднего эоцена, и средний-верхний миоцен. Перечисленные эпохи и века предшествовали орогеническим фазам и складчатости, имевшим место соответственно перед

келловеем (батская фаза), в датском веке, перед верхним эоценом и перед мэотисом.

3. Интенсивность проявления эффузивного вулканизма и объем излившейся массы прямо пропорциональны амплитуде вертикальных тектонических движений (масштабу прогибания и поднятия). На Малом Кавказе земная кора наиболее интенсивно прогибалась в юре (6—7 км) и эоцене (около 5 км); последние являются одновременно и эпохами наиболее мощного проявления вулканической деятельности. В наиболее интенсивное поднятие указанная область вовлекается в плиоцене и антропогене (около 3 км), чему соответствует мощный наземный вулканизм указанного времени.

4. Приведенные примеры показывают, что для развития вулканической деятельности не имеет значения направление вертикальных тектонических движений. Вулканическая деятельность происходит как во время прогибания геосинклинальных зон, так и в эпохах поднятия древних антиклинальных массивов. Важное значение имеет амплитуда и характер движений. Наиболее благоприятны дифференциальные эпейрогенические движения, которые обуславливают раскалывание геосинклинальных прогибов (в эпоху прогибания) и древних консолидированных массивов (эпохи поднятия) и образование глубоких тектонических трещин.

5. Отчетливо проявляется генетическая связь эффузивного вулканизма с зонами глубинных разломов. Последние в большинстве случаев служат границей между различно построенными геотектоническими комплексами. Центры и трещины излияний в девоне, юре, верхнем мелу, эоцене и олигоцене были приурочены к Анкавано-Сюникской и Севано-Амасийской зонам глубинных разломов.

6. В пределах отдельных геосинклинальных зон в первую стадию их развития, когда нисходящие движения преобладают над восходящими, эффузивный вулканизм наиболее интенсивно проявляется в их наиболее глубоко прогнутых частях; на участках же поперечных поднятий, разделяющих отдельные прогибы, напротив, вулканизм проявляется слабо.

Во вторую стадию геосинклинального развития, т. е. в эпоху складчатости и эпейрогенического поднятия, вулканическая деятельность наиболее интенсивно развивается в древних антиклинальных массивах и проявляется слабо в молодых наложенных или унаследованных впадинах.

7. Показательно, что вулканическая деятельность верхнеплиоценового и четвертичного времени, столь характерная для Малого Кавказа, почти исключительно приурочена к районам новейших сводово-глыбовых поднятий древних антиклинальных массивов—Ахалкалакского нагорья, массива горы Арагац, Арзаканского антиклинального поднятия, Гегамского хребта и др., составляющих центральную вулканическую область Малого Кавказа.

Последняя характеризуется интенсивными новейшими тектоническими движениями, отрицательной аномалией силы тяжести и высокой сейсмической активностью.

Таким образом, вырисовывается определенная связь между явлениями гравитационного минимума, проявлением эффузивного вулканизма и новейшей тектоникой.

Обширное развитие антропогенного вулканизма соответствует завершающей стадии альпийского этапа тектонической эволюции Малого Кавказа, ознаменовавшейся значительной его консолидацией, и генетически связано с глубокими тектоническими разрывами.

При сопоставлении областей развития молодого вулканизма со структурными единицами выявляется еще одна особенность, заключающаяся в том, что, вулканогенные формации неогена и постплиоцена приурочены к зонам поперечных поднятий. Важное значение этих поперечных поднятий в истории геотектонического развития Малого Кавказа отмечено в работах Л. А. Варданянца, В. Е. Хайна, Л. Н. Леонтьева, Е. Е. Милановского, А. А. Габриеляна и др. исследователей. Выделяются три регионально выраженных зон, поперечных поднятий [8]. Самая крупная из них проходит в субмеридиональном направлении по линии гг. Арарат—Арагац—Мокрые горы—Дзирульский массив—палеозойское ядро Большого Кавказа—Ставропольская антеклиза. Вторая зона поднятия проходит по линии Волчьих ворот (выступы герцинского субстрата в Среднеараксинской котловине)—палеозойский выступ бассейна р. Аргичи—Шамхорский выступ, а третья прослеживается по направлению Южный Сюник—Лачин—Агдам.

Значительный научный и практический интерес представляет вопрос изменения химического состава вулканических образований в пространстве и во времени.

В настоящее время не представляется возможным ответить на этот вопрос ввиду недостаточного количества имеющихся фактических данных. Большие исследовательские работы в этой области еще впереди.

Самые общие и предварительные выводы, которые могут быть сделаны по данному вопросу, заключаются в следующем. Анализ фаций эффузивных образований плиоценового (в частности верхнеплиоценового) времени показывает, что на Малом Кавказе кислые эффузивы и их пирокластоиды преимущественно развиты в древних антиклинорных структурах, в ядрах которых часто выступает каледонский консолидированный субстрат (Цахкуняцкий, Гегамский, Кечутский и Ишхансарский хребты). Эти антиклинории, обычно, характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести, достигающими местами (Гегамский хребет) до 150 миллигал в редукции Буге.

Развитие основных лав имеет место, главным образом, в тектонических депрессиях, в которых наблюдается относительный гравитационный максимум (Араратская котловина и ее периферии).

Изменения химического состава лав во времени происходят гораздо более сложно, чем это представлялось нам. Можно согласиться с тем, что в общем, в геосинклинальных зонах, основные лавы преобладают в начальной стадии их развития (в стадии прогибания), в то время как в стадии поднятия и замыкания зон, преобладают извержения кислых эффузивов.

Однако следует отметить, что эта общая схема эволюции химизма лав во времени часто меняется в зависимости от структурных особенностей отдельных геотектонических зон.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 9.II.1959.

Ա. Հ. ԳԱՐՐԻԵԼՅԱՆ

ԼՅՈՒՋԻՎ ՀՐԱՔԵԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱ

Ա մ փ ո փ ու մ

Փոքր կովկասը հրաբխային պրոցեսների զարգացման կլասիկ երկիր է համարվում: Հրաբխային գործունեության պրոդուկտները հանդիպում են նրա տերիտորիան կաղմող համարյա բոլոր հասակի ապարներում՝ սկսած մինչքամրրյան հնագույն մետամորֆոզեն ապարների շերտախմբերից մինչև անտրոպոգենի փխրուն նստվածքները ներառյալ:

Վերլուծելով հրաբխային պրոցեսների զարգացման կապը Փոքր կովկասի տեկտոնական ստրուկտուրաների և տեկտոնական զարգացման պատմության հետ՝ կարելի է հանգել հետևյալ եզրակացությունների:

1. Հրաբխային պրոցեսների ինտենսիվ զարգացում նկատվում է երկրի կեղևի պատմության ճկման և տրանսգրեսիվ էպոխաներում, ինչպիսիք են բալոսը, օքսֆորդը ու կիմերիջը, վերին տուրոն-սանտոնը, միջին էոցենը, օլիգոցենը, մէտիսն ու պոնտը և վերին պլիոցենը:

2. Սակայն տրանսգրեսիաների մաքսիմալ զարգացման էպոխաներում, որոնք համապատասխանում են ռելեֆի պենեպլենացմանը, հետևապես և տեկտոնական շարժումների կայունացմանը, տեղի է ունենում հրաբխային գործունեության զգալի թուլացում:

Ռելեֆի հավասարեցման և տեկտոնական շարժումների թուլացման պրոցեսները սովորաբար նախորդում են օրոգեն ֆազերին և ծալքավորություններին:

3. Հրաբխային գործունեության ինտենսիվությունը և արտավիժած պրոդուկտների ծավալը ուղիղ համեմատական են էպելրոգեն շարժումների ամպլիտուդային: Փոքր կովկասում երկրի կեղևը ամենից ինտենսիվ ճկվել է յուրայում (6—7 կմ) և էոցենում (մոտ 5 կմ), որոնք և համարվում են հրաբխային պրոցեսների ամենաինտենսիվ զարգացման էպոխաներ:

4. Ցայտուն կերպով է արտահայտվում էֆուզիվ հրաբխականության կապը խորքային բեկվածքների հետ: Վերջիններս սահմանազատում են տարբեր երկրաբանական կառուցվածք ունեցող տեկտոնական զոնաները և հրաբխային գործունեության օջախներ են համարվում: Դեռնի, յուրայի, վերին

կավճի, էոցենի և օլիգոցենի հրաբխային գործունեության կենտրոնները և ճեղքերը կապված են Հանքավան-Ջանգեզուրի և Սևան-Ամասիայի խորքային բևեռվածքների հետ:

5. Գեոսինկլինալային զոնաների զարգացման առաջին ստադիայում, երբ վարընթաց շարժումները տիրապետող են վերընթաց տեկտոնական շարժումների նկատմամբ, էֆուզիվ հրաբխականությունը ամենից ուժեղ արտահայտվում է նրանց ամենից խորը ճկված մասերում, իսկ միջանկյալ բարձրություններում, որոնք բաժանում են առանձին գեոսինկլինալային ճկվածքները, հրաբխային երևույթները ավելի թույլ են արտահայտվում:

Գեոսինկլինալային զարգացման երկրորդ ստադիայում՝ ծալքավորության և բարձրացման էպոխայում, հրաբխային պրոցեսները ինտենսիվ զարգանում են հին անտիկլինալային մասսիվներում և երիտասարդ վրադիր ու ժառանգված իջվածքներում:

6. Բնորոշ է, որ վերին պլիոցենի և անարոպոգենի հրաբխականությունը, որն այնքան հատուկ է Փոքր Կովկասին, համարյա բացառապես զարգացած է Հայկական հրաբխային բարձրավանդակը կազմող հնագույն հորստ-անտիկլինալային մասսիվներում՝ Ախալքալախի բարձրավանդակում, Արագածում, Արզաքանի բլուրեղային մասսիվում և Գեղամա լեռներում:

Այդ ստրուկտուրային էլեմենտները բնորոշվում են նաև ինտենսիվ նորագույն տեկտոնական շարժումներով, ծանրության ուժի բացասական անոմալիաներով և բարձր սելսմիկ ակտիվությամբ:

7. Ուշադրություն դարձնելով երիտասարդ հրաբխականության և տեկտոնական ստրուկտուրաների փոխհարաբերության վրա նկատվում է ևս մեկ կարևոր օրինաչափություն: Հրաբխային կենտրոնները և արտավիժման ճեղքերը գտնվում են լայնակի բարձրացման զոնաներում, որոնց դերը Կովկասի տեկտոնական կառուցվածքում հանրահայտ է:

8. Չգալի գիտական հետաքրքրություն են ներկայացնում էֆուզիվ ապարների քիմիական կազմի փոփոխությունները ժամանակի և տարածության մեջ՝ կապված տեկտոնական ստրուկտուրաների և երկրակեղևի տեկտոնական զարգացման պատմության հետ: Այդ հարցին այժմ կարելի է պատասխանել միայն շատ ընդհանուր ձևով: Նկատվում է թթու կազմ ունեցող էֆուզիաների զարգացումը հնագույն անտիկլինալային կառուցվածքներում, որոնց միջուկներում մերկանում են կալեդոնյան կոնսոլիդացված ֆունդամենտի ֆրագմենտները (Արագածի, Գեղամայի, Իշխանսարի, Արզաքանի մասսիվները) և այլն:

Հիմքային կազմ ունեցող էֆուզիաները զարգացած են գլխավորապես տեկտոնական զոգավորություններում, որոնք բնորոշվում են զրավիտացիոն մաքսիմումով: Գեոսինկլինալների զարգացման առաջին էտապում տիրապետող են հիմքային լավաները, իսկ նրանց բարձրացման և փակման ուստիաներում՝ գերակշռող են դառնում թթու էֆուզիաները:

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелян Р. А. История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. Изв. АН АрмССР (сер. ф.-мат. наук), т. IV, № 2, 1951.
2. Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН АрмССР (сер. геол. и геогр.), № 5—6, 1957.

3. *Асланян А. Т.* Новые данные по неогеновой тектонике Армении. ДАН АрмССР, т. XII, № 2, 1950.
4. *Асланян А. Т.* Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. Сб науч. тр. Ереван. политехн. ин-та, № 8, 1954.
5. *Габриелян А. А.* О границе плиоцена и постплиоцена в Армении. Тр. Ерев. гос. ун-та, сер. геол., т. XXXVII, 1952.
6. *Габриелян А. А.* Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН АрмССР, (серия физ.-мат., естеств. и техн. наук), т. IX, № 2, 1956.
7. *Габриелян А. А.* Тектонические комплексы Армении. Труды совещ. по тект. альп-геос. обл. юга СССР. Изд. АН АзербССР, 1956.
8. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
9. *Гамкрелидзе П. Д.* Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГрузССР, 1949.
10. *Леонтьев Л. Н.* О темпе молодых поднятий в центральной части Малого Кавказа. Изв. АН АзербССР, № 10, 1945.
11. *Милановский Е. Е.* О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
12. *Мкртчян К. А.* О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, (сер. геол. и геогр. наук), т. XI, № 4, 1958.
13. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. языке). Изд. АН АрмССР, 1947.

ГЕОФИЗИКА

Н. К. КАРАПЕТЯН

О СЕЙСМИЧНОСТИ КАВКАЗА

Установление соотношений между основными чертами геологического строения и современной сейсмической активностью отдельного района имеет очень большое значение при разрешении проблемы прогноза землетрясений.

Для выявления этих соотношений географическое распределение землетрясений связывается отдельными авторами с теми или иными особенностями геологического строения данного района.

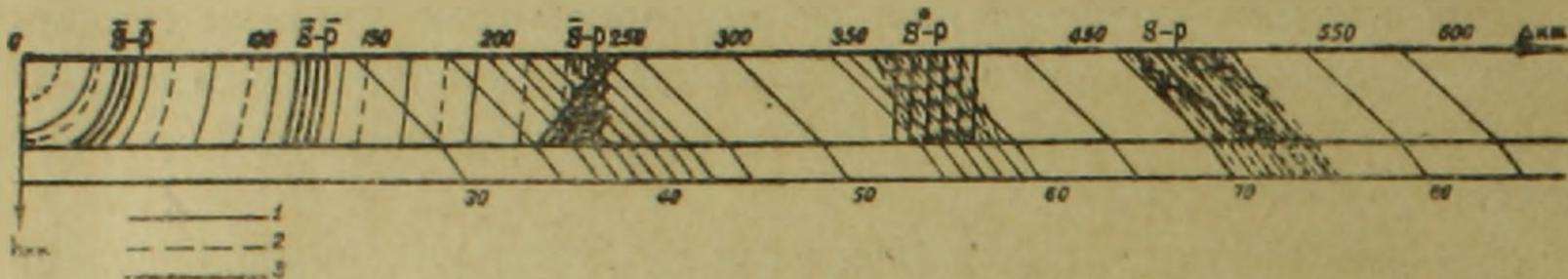
По Кавказу имеется несколько таких опубликованных схем [2], [6], [19], [18], [20] и др.

Надежность сделанных по этим схемам выводов в первую очередь зависит от надежности геологических данных и точности определения положения очагов землетрясений, нанесенных на эти схемы. Точность определения положения очагов зависит от службы времени на станциях, расположения станций, а также от того, насколько годограф, применяемый для определения координат эпицентров, соответствует данным этого района. Однако, до 1951 года при определении координат эпицентров землетрясений Кавказа применялись годографы, составленные для других районов, следовательно, получавшаяся при этом картина расположения эпицентров не вполне соответствовала действительности. После того, как для Малого Кавказа был построен годограф сейсмических волн [14], возникла возможность более точного определения координат эпицентров землетрясений Малого Кавказа. Координаты эпицентров землетрясений Малого Кавказа за период с 1928–1952 годы нами были определены с помощью построенного годографа сейсмических волн для Малого Кавказа по методу засечек.

Для оценки точности определения положения очагов этих землетрясений нами был использован метод полей времен, с помощью которого довольно просто строятся фронты волн P и S , а следовательно, и поверхности, для которых $t_s - t_p = \text{const}$, что существенно, так как положение очага землетрясения методом засечек, как известно, определяется как точка пересечения поверхностей, для которых $t_s - t_p = \text{const}$ [7]. Оценка точности определения методом засечек положения эпицентра и глубины очага землетрясения согласно этой методики производится в зависимости от точности отсчета $t_s - t_p$ и расположения станций по отношению к очагу, при предположении, что используемый годограф является точным.

При построении фронтов волн P и S , а также изоповерхностей $t_s - t_p$ были использованы полученные нами для Малого Кавказа скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн в гранитном, промежуточном и ультрабазальтовом слоях [14] $v_p^- = 5,54$ км/сек, $v_s^- = 3,28$ км/сек, $v_p^+ = 6,41$ км/сек, $v_s^+ = 3,61$ км/сек, $v_p = 7,94$ км/сек, $v_s = 4,46$ км/сек и величины мощностей слоев земной коры [15] (гранитного — 37 км, базальтового — 15 км).

Расположение фронтов наблюдаемых сейсмических волн \bar{P} , \bar{S} , P^* , S^* , P , S , а также изоповерхностей $t_s^- - t_p$, $t_s^+ - t_p$, $t_s - t_p$ показаны на фиг. 1.

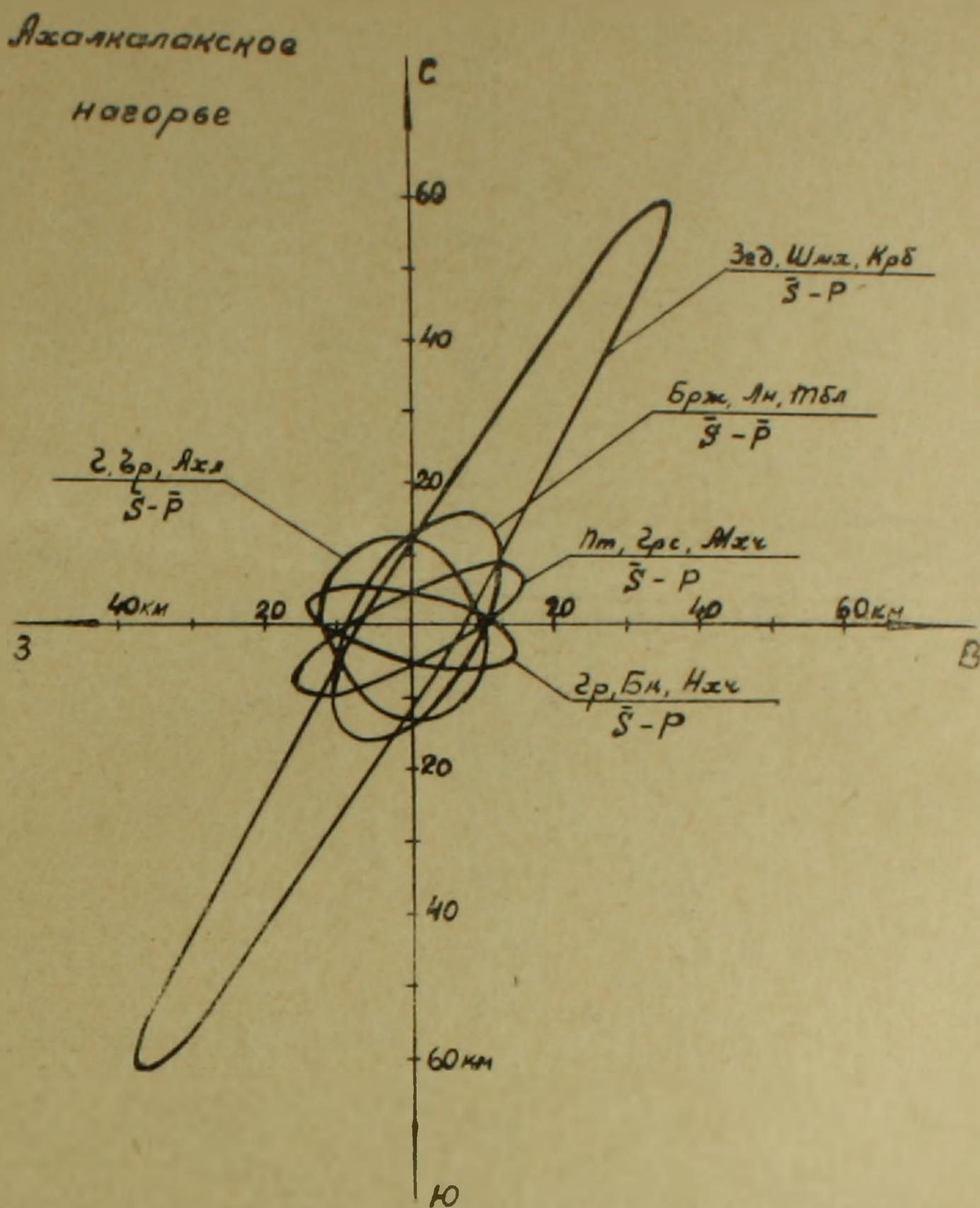


Фиг. 1. Поля времен: 1 — фронт волны P ; 2 — фронт волны S ; 3 — фронт $S - P$.

Как показала Н. А. Введенская, при определении некоторого фиктивного очага как точки пересечения поверхностей $t_s - t_p = \text{const}$, последние могут быть заменены пересечением плоскостей, касательных к этим поверхностям в точке их пересечения. Координаты этой точки определяются из совместного решения трех уравнений плоскостей, касательных к волновым фронтам, в предположении, что $t_s - t_p$ на станциях определено с ошибкой Δt . При этом координаты x и y определяют абсолютную ошибку в положении эпицентра, а z — в глубине очага [7].

На Малом Кавказе за рассматриваемый период землетрясения наблюдались наиболее часто в Ахалкалакском районе, Еревано-Ленинканской зоне и в районе Сюникского (Зангезурского) хребта, вследствие чего нами была оценена точность определения очагов землетрясений этих зон. Была принята точность отсчета разности времен пробега $t_s - t_p$, равная $\Delta t = \pm 1$ сек. Область ошибок зависит также от типа используемых волн. Как показано исследованием, наибольшая точность получается при совместном использовании поверхностей $t_s^- - t_p$ и $t_s^+ - t_p$ или же $t_s - t_p$ и $t_s - t_p$ [7]. При использовании только $t_s^- - t_p$ или $t_s^+ - t_p$ на станциях, окружающих очаг, положение эпицентра определяется довольно точно ($\pm 10 - 15$ км), но ошибка в определении глубины очага при этом значительная (± 40 км и больше).

Из рассмотренных случаев (фиг. 2—7) в наиболее благоприятных условиях находится Ахалкалакское нагорье (фиг. 2, 3). Здесь имеются как близкие, так и удаленные станции, окружающие эпицентральную зону, одновременное использование которых обеспечивает большую точность в определении глубины очага. Область ошибок в определении положения эпицентра вытянута в направлении З—В. Ошибка в определении эпицентра и глубины залегания очага составляет $\pm 5 - 10$ км.

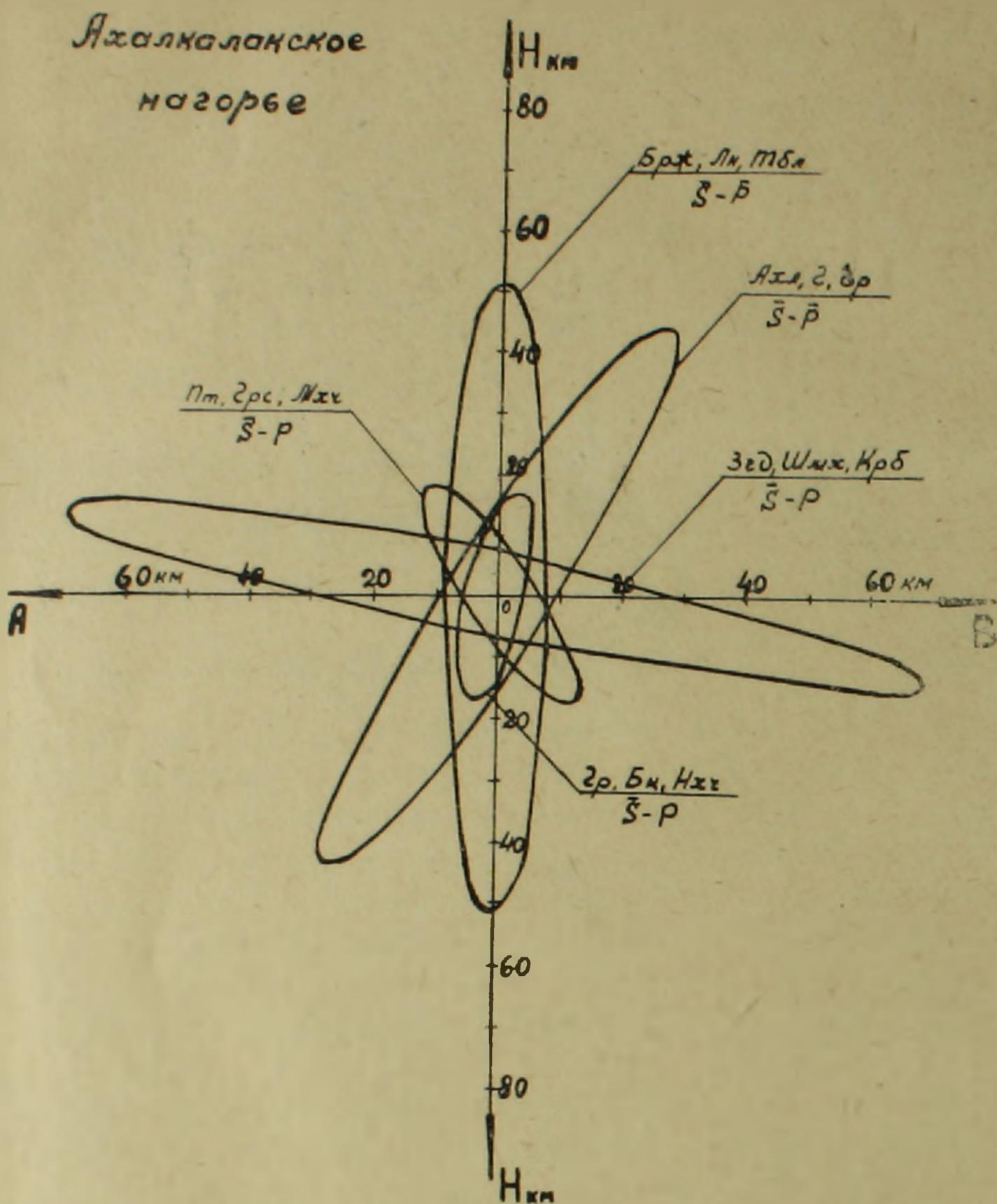


Фиг. 2.

В настоящее время расположение станций по отношению к Еревано-Ленинканской группе очагов значительно лучше, чем до 1960 г., так как открытые в последние годы станции „Шемаха“, „Кировабад“, „Нахичевань“ и „Горис“ значительно повышают точность определения как эпицентров, так и глубины очагов землетрясений этой группы. Область ошибок в определении положения эпицентра вытянута в направлении ЮЗ--СВ (фиг. 4—5). Ошибка в определении положения эпицентра составляет $\pm 10-15$ км, а глубины залегания очага порядка ± 10 км.

Ошибка в определении положения эпицентра Сюникской группы очагов землетрясений доходит до $\pm 15-20$ км. Глубина залегания очага определяется достаточно точно (3—6 км). Область ошибок в определении положения эпицентра вытянута в направлении С—Ю (фиг. 6, 7).

Однако, нужно отметить, что приведенные значения точности соответствуют случаю, когда землетрясение записано всеми станциями

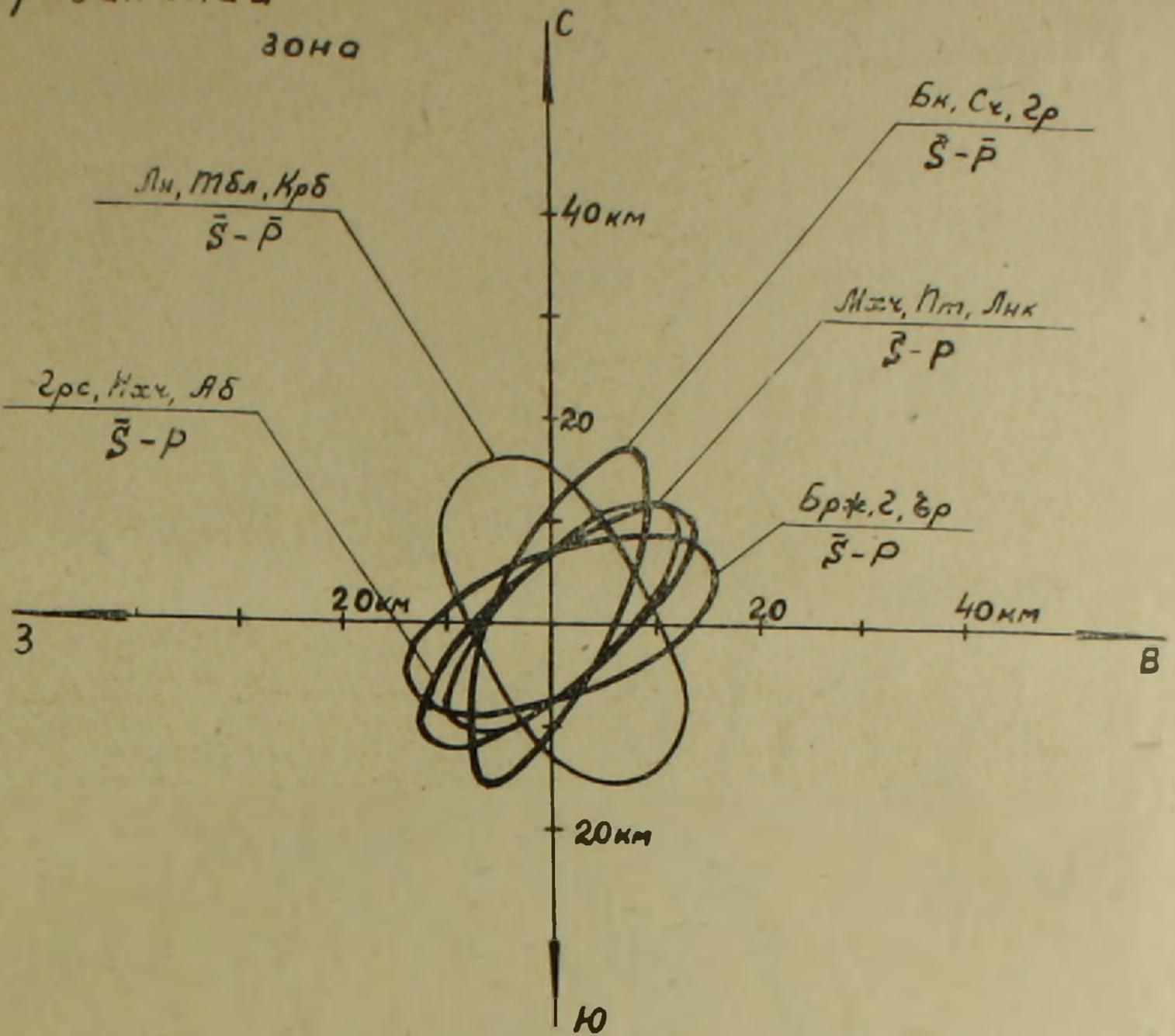


Фиг. 3.

Кавказа. Как видно из фиг. 2—7 точность определения очага с уменьшением числа станций соответственно будет уменьшаться. Таким путем была оценена точность определения положения эпицентра всех рассмотренных землетрясений.

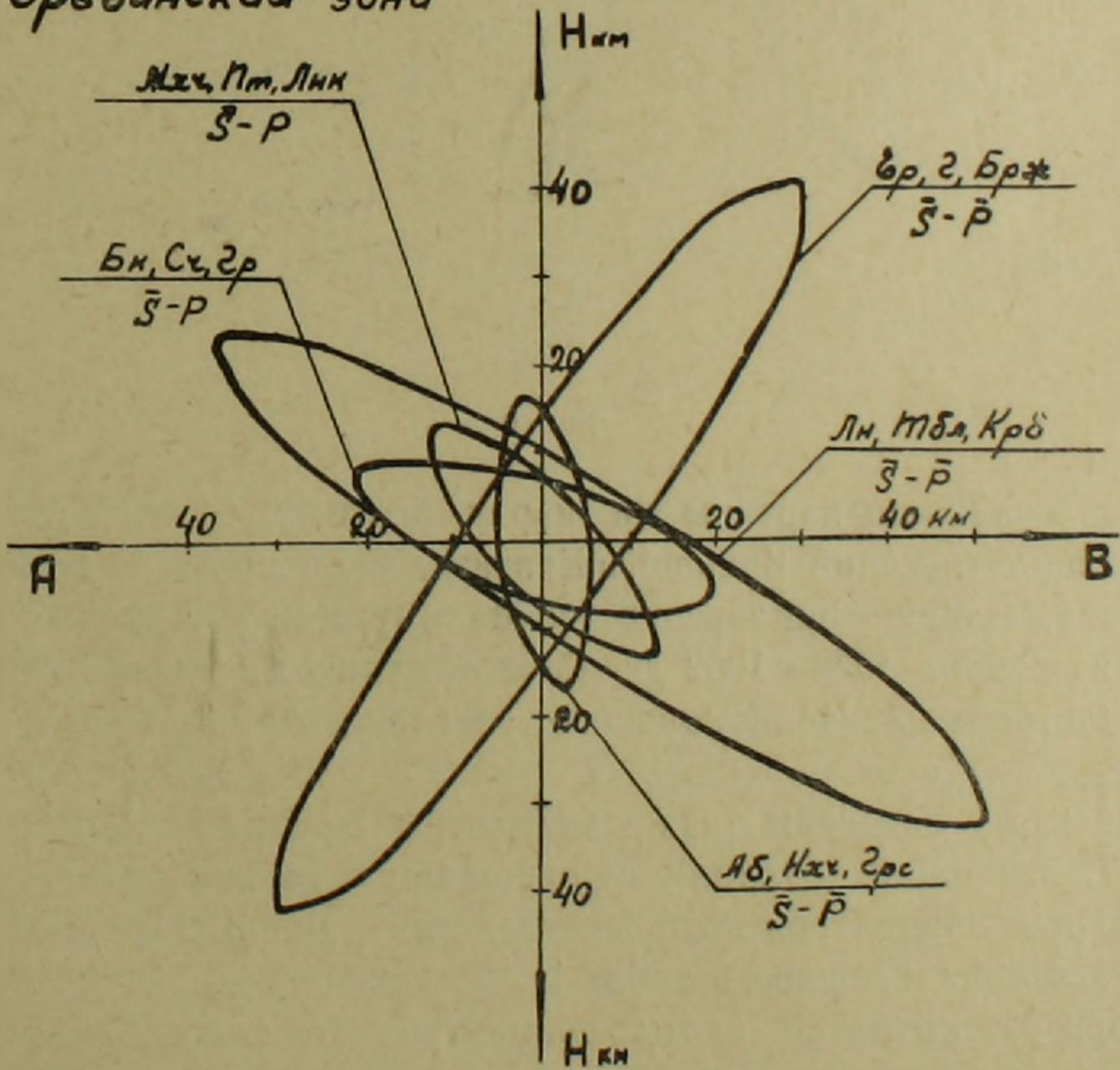
На составленной карте выделены особым знаком землетрясения, положения эпицентров которых определены с ошибкой, не превосходящей ± 24 км (класс А), ± 50 км (класс Б) и ± 100 км (неклассные). Наиболее интересный в сейсмическом отношении район в Малом Кавказе—Ахалкалакское нагорье—расположен в пограничной области с Большим Кавказом. Кроме того, в литературе имеется указание о наличии сгущения эпицентров в виде „поперечного пояса, проходящего с турецкой территории через Ахалкалакское вулканическое нагорье, через город Гори и район г. Казбек“ [17]. Установление действительного наличия этого пояса имеет существенное значение для выявления особенностей глубинного строения этого района.

Бреванская зона

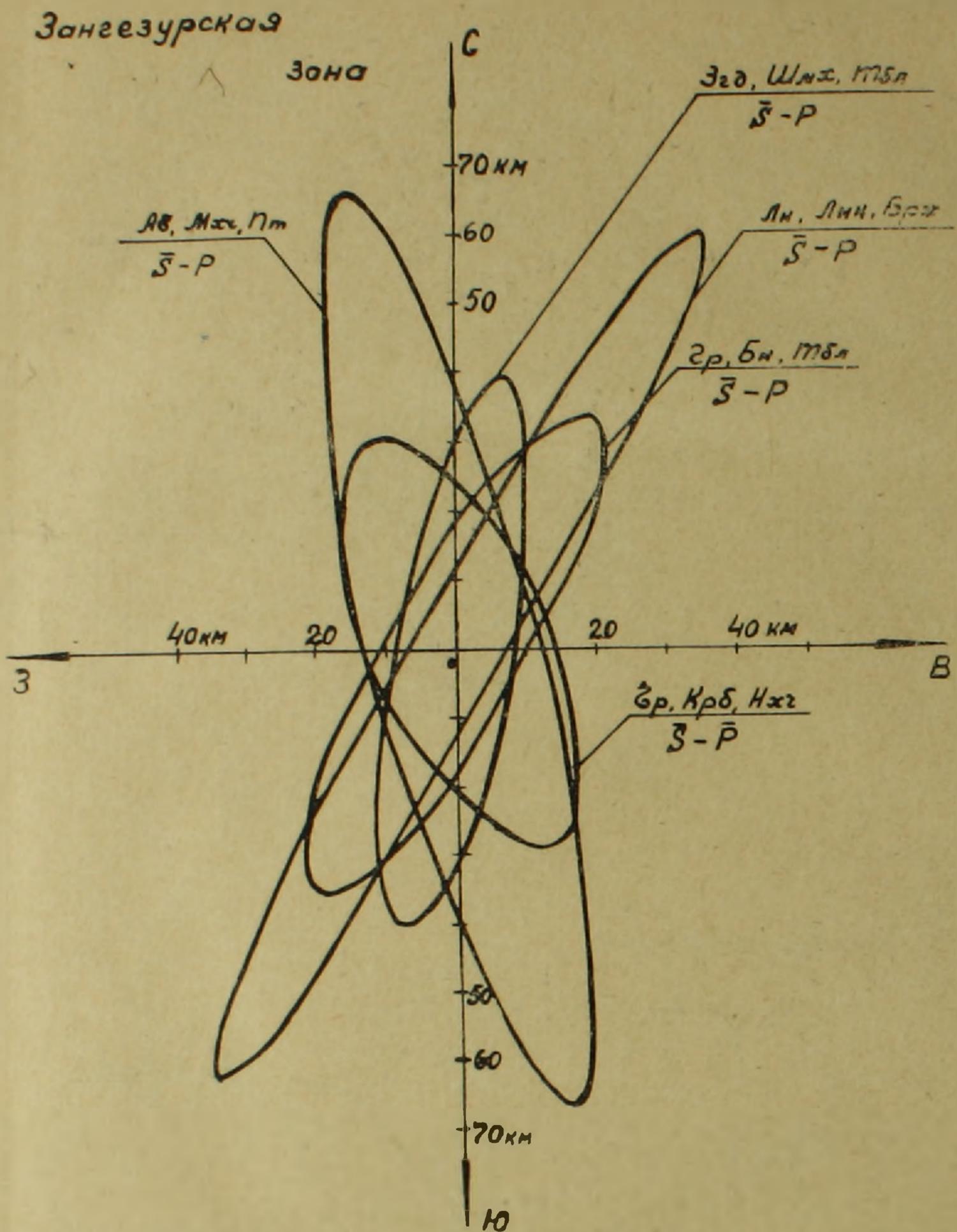


Фиг. 4.

Бреванская зона



Фиг. 5.

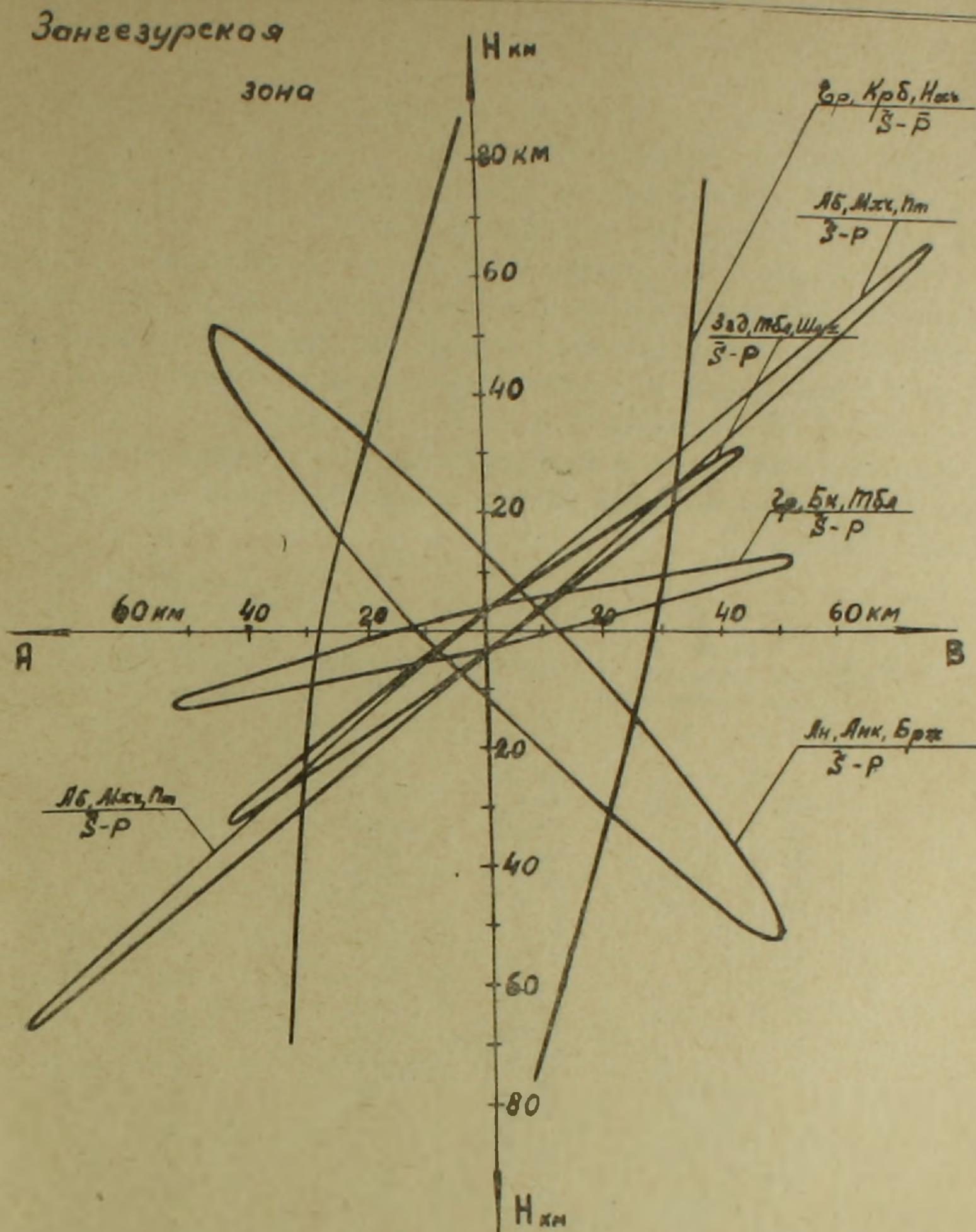


Фиг. 6.

Для цельности картины на карту поэтому были нанесены эпицентры землетрясений Большого Кавказа, Рионской и Куринской низменностей, а также прилежащих к Малому Кавказу частей Турции и Ирана за период 1928—1952 гг. С этой целью был использован каталог землетрясений Черноморского бассейна, составленный А. Я. Левицкой.

На карту нанесены также эпицентры крупных землетрясений (с силой 7, 8 и выше баллов), происшедших за последнее столетие и координаты эпицентров которых известны. Данные об этих крупных землетрясениях сведены в табл. 1.

При рассмотрении карты эпицентров (фиг. 8) можно заметить, что очаг только одного восьмибалльного, из нанесенных на карту крупных землетрясений, а именно Шемахинского, расположен в зоне



Фиг. 7.

Большого Кавказа. Все остальные крупные землетрясения Большого Кавказа — семибалльные. Эпицентры этих землетрясений располагаются цепочкой в пограничной области между мегаантиклинорием Большого Кавказа и Куринской депрессией. На Малом Кавказе наблюдается иная картина. Здесь эпицентры разрушительных землетрясений, в основном, с силой 8 и выше баллов, расположены по всему Малому Кавказу.

Очаги землетрясений в основном расположены в районах Большого и Малого Кавказа и только единичные в районах Рионской и Куринской низменностей, наибольшее сгущение эпицентров наблюдается в полосе, проходящей через Ахалкалакское нагорье и гг. Казбек и Барбало. К западу от этой полосы эпицентров значительно меньше, чем к востоку.

Определить глубины залегания очагов всех землетрясений, эпицентры которых нанесены на карту, оказалось невозможным. На карте около эпицентров отмечены глубины залегания очагов тех землетрясений, для которых удалось это сделать.

Глубина залегания очагов землетрясений Кавказа возрастает в направлении с ЮЗ на СВ в Каспийское море.

С целью выявления соотношений между современной сейсмической активностью и основными чертами геологического строения Кавказа, произведено сопоставление составленной нами карты эпицентров с картой Шатского [23] и тектонической схемой, составленной В. В. Белоусовым, И. В. Кирилловой и А. А. Сорским [2].

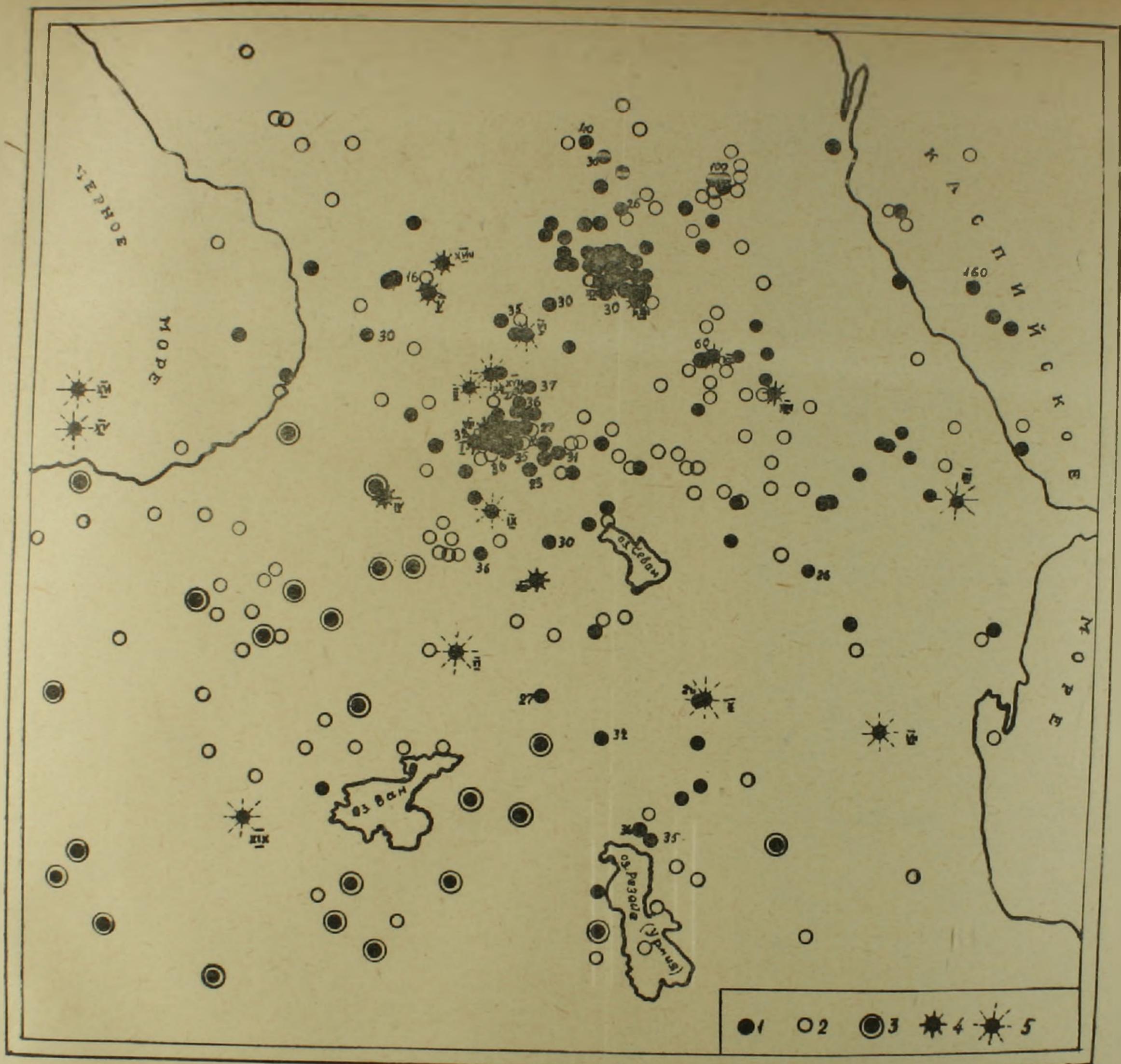
Тектоническая схема В. В. Белоусова, И. В. Кирилловой и А. А. Сорского составлена авторами на основании обобщения материалов по тектонике Кавказа [2].

Таблица 1

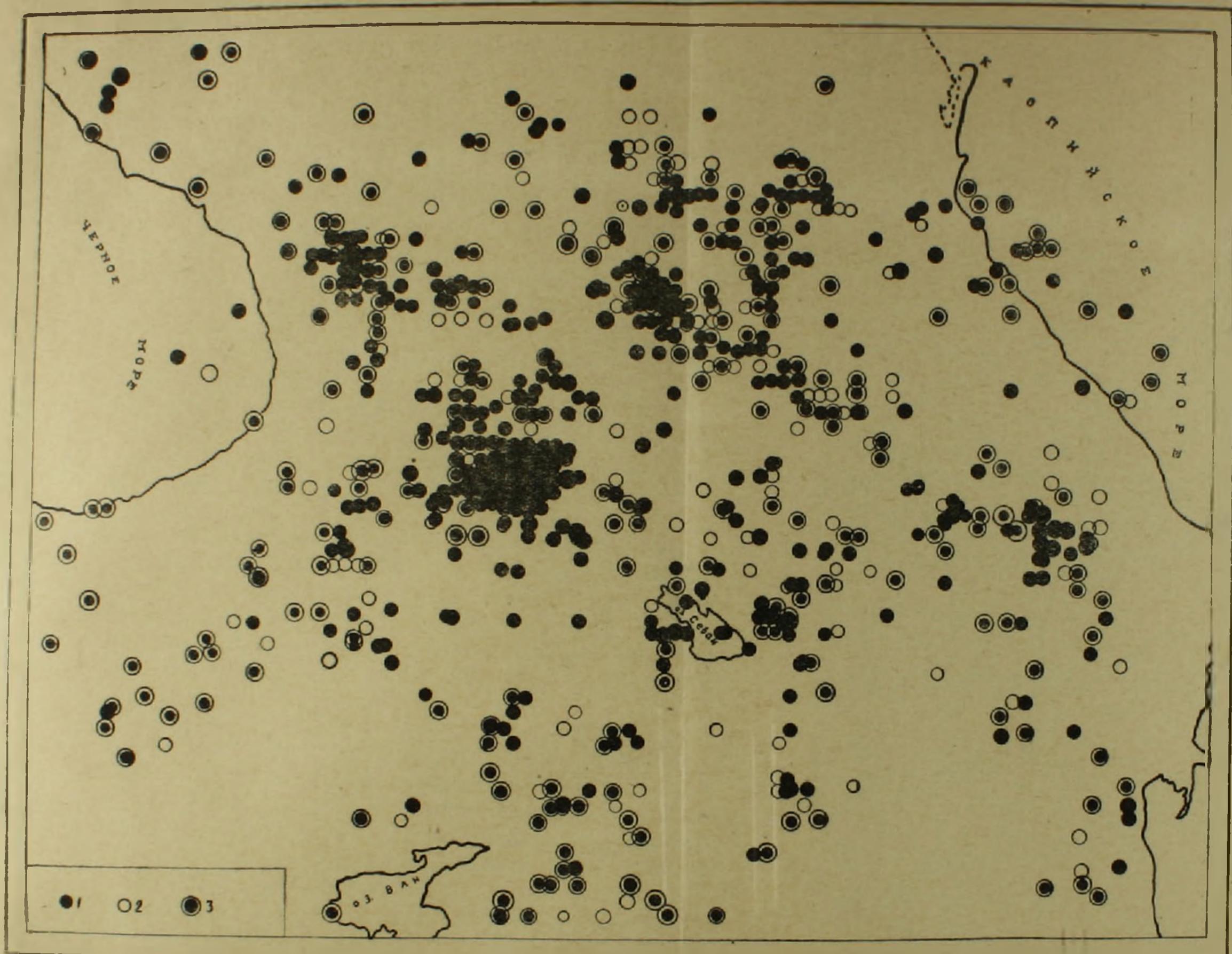
№№ пп	Дата землетрясения число, месяц, год	Координаты эпицентра		Сила землетрясения в баллах
1	18.II.1868 г.	41°.2'	43°.6'	7
2	31.XII.1899 г.	41.6	43.5	8
3	13.II.1902 г.	40.40	48.35	8-9
4	25.V.1903 г.	40.8	42.7	7
5	10.XII.1908 г.	42.3	43.0	7
6	20.II.1920 г.	42.0	44.0	8
7	19.II.1924 г.	39.0	47.8	8
8	13.V.1925 г.	41.3	43.7	7
9	22.X.1926 г.	40.7	43.8	8
10	27.IV.1931 г.	39.3	46.0	8
11	1.V.1935 г.	39.7	43.5	9
12	2.IX.1936 г.	41.5	46.7	7
13	7.I.1937 г.	40.2	44.3	7
14	19.IV.1938 г.	40.0	32.5	8
15	21.XI.1939 г.	41.3	39.3	8
16	28.XII.1939 г.	41.6	39.3	8
17	7.V.1940 г.	41.7	43.7	8
18	26.IX.1940 г.	42.32	43.09	7
19	31.V.1946 г.	38.5	41.4	8
20	15.VIII.1947 г.	42.4	44.9	7
21	26.VI.1948 г.	41.49	46.01	7
22	2.XI.1951 г.	42.2	45.2	7

На карте Н. С. Шатского по данным М. В. Муратова и Д. А. Туголесова нанесены антиклинали и антиклинории, синклинали, разломы, а также контуры крупных поднятий и основных синклинориев [23].

На Малом Кавказе можно выделить несколько крупных эпицентральных зон: Ахалкалакская, Ленинанканская, Ереванская и Горис-Кафанская. Проследим по отдельным эпицентральным зонам соотношения между основными чертами геологии Малого Кавказа, данные на карте Н. С. Шатского и тектонической схеме В. В. Белоусова, И. В. Кирилловой и А. А. Сорского, и расположением эпицентров, как слабых, так и сильных землетрясений.



Фиг. 8. Карта эпицентров землетрясений Кавказа за период 1928—1952 гг. 1 — класс А (ошибка в определении положения эпицентра землетрясения не превосходит 25 км); 2 — класс Б (ошибка в определении положения эпицентра землетрясения не превосходит 50 км); 3 — не классные землетрясения (ошибка в определении положения эпицентра землетрясения может быть более 50 км); 4 — эпицентры землетрясений силою от 7 до 8 баллов; 5 — эпицентры землетрясений силою 8 и более баллов.



Фиг. 9. Карта эпицентров землетрясений Кавказа за период 1952—VI—1957 гг. 1—класс А (ошибка в определении положения эпицентра землетрясения не превосходит 25 км); 2—класс Б (ошибка в определении положения эпицентра землетрясения не превосходит 50 км); 3—не классные землетрясения (ошибка в определении положения эпицентра землетрясения может быть более 50 км).

Ахалкалакская группа очагов землетрясений

В эту группу очагов объединены землетрясения, эпицентры которых расположены около гор. Ахалкалаки, Богдановка, хребтов Джавахетского и Сомхетского.

В прошлом эта зона известна разрушительными землетрясениями: так землетрясение 1088 г., разрушившее город Тмук, 1283, 1318 гг. После этого наблюдается относительный покой до середины XIX века. Начиная с этого времени усиливается сейсмическая активность этой зоны и происходит ряд разрушительных землетрясений: 18.II.1868, 31.XII.1899, 13.V.1925, 7.V.1940 гг. [5].

Л. А. Варданянц к этой зоне относит свыше 50 землетрясений за период с 1868 по 1927 гг. и отмечает, что эти землетрясения не отличаются интенсивностью и в громадном большинстве случаев сила сотрясения их не превышает 6 баллов, за исключением нескольких землетрясений 1900 г., когда сила сотрясения их достигала VII—VIII баллов. Ахалкалакское нагорье по балльности Е. И. Бюса разделяет на две части: северную, которую он относит к восьмибалльной зоне и южную—к семибалльной. Граница между ними по Е. И. Бюсу проходит южнее г. Ахалкалаки в направлении с юго-запада на северо-восток.

И. В. Кириллова, составив карту максимальной интенсивности сотрясений за период с 1853 по 1941 гг. для отдельных населенных пунктов района Ахалкалакского нагорья по данным „Хронологии“ Е. И. Бюса отмечает, что северная часть Ахалкалакского нагорья характерна редкими разрушительными землетрясениями, в то время как южная часть испытывает частые сотрясения малой интенсивности [17].

Ахалкалакскую группу землетрясений Л. А. Варданянц объясняет тем, что здесь происходит „перекрещивание более юной Понто-Таврской зоны с более древней Крымо-Кавказско-Иранской. Последняя имеет северо-западное простирание главных структур, поперечное взламывание которых, вероятно, еще не закончилось. По-видимому, в связи с этим и эпицентры располагаются в этом направлении цепочками, с северо-запада к юго-востоку“ [6].

К. Н. Паффенгольц считает, что землетрясения этой зоны надо ставить в связь с продолжающимся поднятием этой области [19]. Отмечая, что плейстосейстовые области Ахалкалакского и Табацкурского землетрясений имеют направление, параллельное вулканической гряде Абул-Самсарского хребта, И. В. Кириллова делает вывод, что возможно очаги этих землетрясений „связаны с движениями по мощной поперечной зоне разрывов, невидимых с поверхности, некогда питавших лавой вулканы Абул-Самсарского хребта“ [17].

М. М. Рубинштейн считает, что большая сейсмическая активность Ахалкалакской эпицентральной зоны является доказательством концепции об интенсивном сжатии Аджаро-Триалетской складчатой

системы, вызванном давлением Сомхетской глыбы в направлении Боржомского меридиана.

На основании материалов Табацкурского землетрясения М. М. Рубинштейн выявляет меридиональный разлом, с которым связывает как очаг Табацкурского землетрясения, так и Ахалкалакского 1899 г. Он считает, „что выявленный разлом является, очевидно, основной сейсмоактивной линией или, вернее, зоной Ахалкалакского нагорья“ [4].

Характеристика сейсмической активности этого района дана А. Д. Цхакая [22].

Расположенные на северной границе Ахалкалакского нагорья эпицентры разрушительных Ахалкалакского и Табацкурского землетрясений на тектонической схеме В. В. Белоусова, И. В. Кирилловой и А. А. Сорского приурочены к крупным разрывам, здесь же проходит граница участка новейшего поднятия в области Ахалкалакского вулканического нагорья. Эпицентр Табацкурского землетрясения кроме того расположен на границе двух антиклинорий. Эпицентры семибалльных землетрясений 18.II.1868 г. и 13.V.1925 г. расположены в районе наибольшего сгущения эпицентров Ахалкалакского нагорья. При этом эпицентр землетрясения 18.II.1868 г. расположен на границе новейшего поднятия в области Ахалкалакского вулканического нагорья. Эпицентры юго-восточной оконечности Ахалкалакской эпицентральной зоны в основном расположены на границе частного антиклинория.

На карте Н. С. Шатского эпицентры Табацкурского и Ахалкалакского землетрясений расположены в Аджаро-Триалетской зоне вблизи разлома. Остальные землетрясения этой зоны расположены между двумя системами антиклиналей с севера и с юга. Семибалльные землетрясения 18.II.1868 г. и 13.V.1925 г. можно приурочить к разлому на северо-западе Севанской синклиналиной зоны.

Ленинаканская группа очагов землетрясений

Расположена южнее Ахалкалакского нагорья. Сюда входят землетрясения Ленинаканского района, а также землетрясения, эпицентры которых расположены вблизи древнего гор. Ани. Ленинаканская эпицентральной зона в прошлом известна разрушительными землетрясениями, так восьмибалльные 1045 и 1132 гг. и девятибалльные 1319 г. разрушившие окончательно город Ани [5]. Эта эпицентральной зона, проявившая себя в первых трех столетиях текущего тысячелетия неоднократными разрушительными землетрясениями, в последние шесть столетий испытывала относительный покой. В середине прошлого века сейсмическая активность этой зоны несколько повысилась, однако, сила сотрясений не превосходила VI баллов, за исключением землетрясений 1.II.1934 г. (VI—VII баллов) и 22.X.1926 г. (VII—VIII баллов). Л. А. Варданянц, ссылаясь на то, что „тектоническое строение района Ленинакана пока еще не известно“, не дает связи тектоники с сейсмичностью района [6].

К. Н. Паффенгольц отмечает, что этот „район представляет широкую синклиналию депрессию, сложенную вулканогенной толщей олигоцена, расположенную в западной, наиболее приподнятой части складчатой зоны Армении“. „Землетрясения связаны, вероятно, с поднятием области“ [19].

В. В. Белоусов, А. А. Сорский и И. В. Кириллова приурочивают Ленинанканские и Анийские землетрясения „к депрессии, расположенной на северо-западном погружении крупного Мисхано-Зангезурского антиклинория“ [2].

На тектонической схеме В. В. Белоусова, И. В. Кирилловой и А. А. Сорского эпицентр Ленинанканского землетрясения расположен в области интенсивного опускания, почти на юго-западной границе мегаантиклинория Малого Кавказа.

На карте Н. С. Шатского он расположен в Мисхано-Сюникской (Зангезурской) антиклинальной зоне у локального поднятия вблизи границы ее с Севанской синклиналией зоной.

Ереванская группа очагов землетрясений

В прошлом известна разрушительными землетрясениями.

Известны землетрясения 894 г. (IX б), 4.VI.1679 г., 12.VI.1679 г. 8.IX.1679 г. (VIII б), 2.VI.1840 (VII б.), 1869 г., 1910 г., 1937 г., а также землетрясения 851, 858, 863, 869, 893 гг., неоднократно разрушавшие гор. Двин [5]. Последним крупным землетрясением в этой зоне было ереванское 7.1.1937 г. с максимальной силой сотрясения в VII баллов. На нашей схеме оно обозначено цифрой VIII и находится на линии землетрясений, которые поперечной цепочкой протягиваются через весь Малый Кавказ, Большой Кавказ и гор. Махачкала.

Согласно Л. А. Варданянцу [6] в эту зону входит Араратская группа очагов числом не менее 40.

Л. А. Варданянц дает „тектоническое обоснование только очагам Сардарабадскому, Давалинскому и Араздаянскому, которые располагаются там, где северо-западно-юго-восточная депрессия Аракса пересекается под косым углом молодыми поднятиями“ [6].

В. В. Белоусов, И. В. Кириллова и А. А. Сорский землетрясения этой зоны относят к той же полосе, что и Ленинанканское.

Эта зона, согласно К. Н. Паффенгольцу, в северной своей части представляет крупную антиклиналь, осложненную второстепенной складчатостью; он отмечает, что „так-как этот район сложен пластичными породами, то напряжения в них должны разряжаться без разрывных дислокаций; нужны исключительно сильные напряжения, чтобы пластические массы могли испытывать разрывы. Поэтому логично предположить, что катастрофических землетрясений в этом районе быть не может“ [19].

Очаг Ереванского землетрясения 1937 г. А. Т. Асланян связывает с линией Ереванского разлома [1].

На тектонической схеме В. В. Белоусова, И. В. Кирилловой и А. А. Сорского Ереванское землетрясение 7.I.1937 г., а также слабые землетрясения располагаются на границе участков новейшего поднятия в области вулканического нагорья.

На карте Н. С. Шатского Ереванское землетрясение расположено на границе между Еревано-Ордубадской синклинальной зоной и Араксинской антиклинальной зоной.

Горис-Кафанская группа очагов землетрясений

Л. А. Варданянц к этой группе относит около 20 землетрясений [6]. Последнее крупное землетрясение в этой зоне — разрушительное Сюникское землетрясение 27.IV.1931 г. (на схеме обозначено X). Е. И. Бюс к этой же зоне относит землетрясение 1308 г., разрушившее монастырь Татев, а также разрушительные землетрясения 1319 г. и 1622 г. [5]. К. Н. Паффенгольц относит сюда Ордубадский очаг, находящийся к северо-западу от гор. Ордубад [19]. Л. А. Варданянц Ордубадский очаг относит к очагам депрессии Аракса, куда он включает также очаги Баш-Норашенский, Нахичевань-Джагринский, Джульфинский. Сила сотрясений во всех этих очагах депрессии Аракса как в прошлом, так и в настоящем не превышает VII баллов, кроме Ордубадского очага, где землетрясение 27.IV.1931 г. имело силу — 8 баллов и Нахичеванского 2.VII.1840 г. (7—8 баллов). На нашей схеме в зоне очагов депрессии Аракса нет эпицентров. В обоих районах, в прошлом довольно сейсмичных, в последние двадцать лет наблюдается сейсмическое затишье. Эта зона, как две предыдущие, отличается малочисленностью землетрясений на схеме.

Юго-восточнее этой эпицентральной зоны расположена Талышская группа очагов, в прошлом очень активная [5], но на нашей схеме не нашедшая полного отражения. На схему нанесен только эпицентр Южно-Азербайджанского землетрясения 19.II.1924 г., проявившегося в плейстосейстовой области с силой 8 баллов. Площадь распространения этого землетрясения включительно до IV баллов достигала 110 тыс. км²., что говорит о значительной глубине залегания очага.

Очаги этой зоны Л. А. Варданянц связывает „с оживлением старых дислокационных линий (разломы и надвиги), происходящим там, где эти разломы по направлению к северо-западу скрываются под Гокчинским плато, сложенным очень слабо дислоцированным олигоценом“ [6].

Плейстосейстовую область Сюникского землетрясения 27.IV.1931 г. В. В. Белоусов, И. В. Кириллова, А. А. Сорский приурочивают „к одному из поднятий, на которые распадается Мисхано-Зангезурский антиклинорий“ [2]. Н. Н. Паффенгольц к этой же зоне относит Ордубадский очаг, находящийся к северо-западу от гор. Ордубад. Он приурочивает этот очаг „к крупной антиклинали, проходящей

вдоль юго-западного склона Зангезурского хребта" [19]. Очаг Сюникского землетрясения А. Т. Аслабян связывает с Ани-Ордубадской линией разломов [1]. На тектонической схеме В. В. Белоусова, И. В. Кирилловой и А. А. Сорского землетрясения этой зоны расположены в центральной части антиклинория с кристаллическим основанием, погребенным под мезокайнозойскими отложениями.

На карте Н. С. Шатского эпицентр разрушительного Сюникского землетрясения расположен на границе между Мисхано-Сюникской антиклинальной зоной и Еревано-Ордубадской синклинальной зоной.

Очаг Сюникского землетрясения можно приурочить к зоне разлома, наличие которого доказано А. А. Габриеляном. Эта зона разлома, названная А. А. Габриеляном Севано-Зангезурской, имеет ширину 5—10 км и тянется от района Базумского хребта на северо-западе, через северо-восточное побережье озера Севан и Карабахское нагорье, достигает р. Аракс на юго-востоке" [8].

Таким образом, очаги землетрясений в отдельных зонах в основном приурочены к границам областей поднятий и опусканий или же к разрывам.

По данным Бюллетеня сети сейсмических станций СССР [3] была построена карта эпицентра за период с 1953—VI.1957 гг. т. е. за 4,5 года. Количество эпицентров, как это видно на карте (фиг. 9) сильно увеличилось по сравнению с прошлыми годами, что отчасти может быть объяснено расширением сети сейсмических станций, а также оборудованием станций высокочувствительной аппаратурой.

При рассмотрении составленной карты (фиг. 9) наряду с увеличением числа эпицентров можно заметить некоторые иные закономерности в распределении эпицентров, чем в прошлые годы. Так, поперечный пояс эпицентров, проводимый ранее через Ахалкалакское нагорье, гг. Казбек и Барбало на новой карте кажется менее вероятным. При рассмотрении карты создается впечатление, что эпицентры района гг. Казбек и Барбало не связаны с эпицентрами Ахалкалакского нагорья, а входят в полосу эпицентров общекавказского направления, проходящую вдоль Большого Кавказа. Эпицентры же Ахалкалакского нагорья входят в полосу эпицентров, которая из Турции проходит к Ахалкалакскому нагорью, где наблюдается сильное сгущение эпицентров, затем протягивается вдоль всего Малого Кавказа и уходит в Иран. Такое истолкование распределения эпицентров подтверждается также при изучении динамических параметров очагов землетрясения Кавказа и Турции.

Нами было определено, что поверхности смещений в очагах землетрясений Большого Кавказа ориентированы в направлении общекавказского простирания. Для Ахалкалакского нагорья поверхности смещения в очагах вытянуты в общекавказском или близком к нему простирании, для южной же оконечности Малого Кавказа—перпендикулярно к общекавказскому [16].

Другим интересным фактом является то, что, судя по новой карте, Западный Кавказ не менее сейсмичен, чем Восточный Кавказ. Однако необходимо отметить, что расположение сейсмических станций Кавказа неравномерно и следовательно, возможны искажения в карте сейсмичности. Вопрос об искажениях, вносимых в карты сейсмичности неравномерным расположением сейсмических станций детально изучен Е. Ф. Саваренским [21].

Следовательно для получения верных выводов о сейсмичности Кавказа, кроме увеличения и улучшения сейсмических станций, существенное значение имеет их правильное расположение. Так, данные для уточнения сейсмичности Малого Кавказа могли бы быть получены при наличии сейсмической станции в районе Басаргечара.

Представляет большой интерес сравнение новых данных о геотектоническом строении Армении, имеющих в работах А. А. Габриеляна [9, 10, 11, 12, 13] и А. Т. Асланяна [1] с составленными нами картами эпицентров за 1928—1952 гг. и, в особенности 1953—1957 гг.

Однако, это исследование выходит за пределы настоящей работы и будет проведено в дальнейшем.

Институт стройматериалов
и сооружений.

Поступила 9.VI.1959.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ.

ԿՈՎԿԱՍԻ ՍԵՅՍՄՈՒԿՏԻՎՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխատանքում ուսումնասիրության են ենթարկվում Կովկասի սելամոակտիվության հետ կապված հարցերը: Գնահատվում է Փոքր Կովկասի երկրաշարժերի էպիկենտրոնների և օջախների խորության որոշման ճշգրտությունը: Այդ գնահատման համար օգտագործվել է ժամանակների դաշտերի մեթոդը:

$t_s - t_p$ վաղքի ժամանակների հաշվառքի ճշգրտությունը Δt ընդունված է հավասար ± 1 վրկ: Լայնական և երկայնական սելամիկ ալիքների տարածման արագությունների արժեքները ընդունված են՝ $v_p = 5,54$ կմ/վրկ, $v_s = 3,28$ կմ/վրկ, $v_{p^*} = 6,41$ կմ/վրկ, $v_{s^*} = 3,61$ կմ/վրկ, $v_p = 7,94$ կմ/վրկ, $v_s = 4,46$ կմ/վրկ, իսկ երկրի շերտերի հղորության արժեքները՝ գրանիտի համար — 37 կմ, բազալտի համար — 15 կմ [14, 15]: Գնահատված է Ախալքալակի, Երևան-Լենինականի և Ջանգեղուրի զոնաների երկրաշարժերի օջախների կոորդինատների և խորության որոշման ճշգրտությունը:

Իրտարկված դեպքերից ամենից լավ պայմաններում է գտնվում Ախալքալակի զոնան: Այստեղ էպիկենտրոնի դիրքի որոշման սխալների տիրույթը ձգված է W — S ուղղությամբ: Էպիկենտրոնի և օջախի խորության որոշման սխալը կազմում է $\pm 5 - 10$ կմ: Երևան-Լենինականի զոնայի երկրաշարժերի էպիկենտրոնների դիրքի որոշման սխալների տիրույթը ձգված է NO — SW ուղղությամբ: Էպիկենտրոնի դիրքի որոշման սխալը զոնայի համար

հասնում է մինչև $\pm 10 - 15$ կմ, իսկ օջախի խորության համար ± 10 կմ: Չանգեզուրի գոնալի երկրաշարժերի էպիկենտրոնների դիրքի որոշման սխալը հասնում է մինչև $\pm 15 - 20$ կմ: Օջախի խորությունը որոշվում է բավական ճշգրիտ ($2 - 6$ կմ): Սխալների տիրույթը ձգված է N—S ուղղությամբ:

Բերված ճշգրտության բոլոր արժեքները համապատասխանում են այն դեպքին, երբ երկրաշարժը դրանցված է Կովկասի բոլոր սեյսմիկ կայանների կողմից: Գրանցող կայանների քանակի փոքրացման դեպքում, օջախի որոշման ճշգրտությունը նույնպես կփոքրանա:

Կովկասի բոլոր երկրաշարժերի էպիկենտրոնները բաժանված են 3 հիմնական խմբերի՝ ըստ նրանց կոորդինատների որոշման սխալների մեծության և կազմված է Կովկասի 1928 — 52 թթ. երկրաշարժերի էպիկենտրոնների քարտեզը (նկ. 8):

Քարտեզի վրա տեղադրված են նաև վերջին հարյուրամյակում տեղի ունեցած այն ուժեղ երկրաշարժերի (7, 8 և սվեյ բալանոյ) էպիկենտրոնները, որոնց կոորդինատները հայտնի են: Փորձ է արված ուսումնասիրելու Փոքր Կովկասի երկրաբանական կառուցվածքի հիմնական գծերի և երկրաշարժերի էպիկենտրոնների տեղաբաշխման փոխհարաբերությունը: Առանձին գոտաներում երկրաշարժերի օջախները գտնվում են բարձրացման և իջեցման մարզերի սահմաններում կամ էլ խզումների շրջանում:

Օգտագործելով գոյություն ունեցող տվյալները [3], կազմված է Կովկասի 1953, V1 — 1957 թ. երկրաշարժերի էպիկենտրոնների քարտեզը (նկ. 9):

Վերջինս ուսումնասիրելիս նկատվում է էպիկենտրոնների տեղաբաշխման որոշ օրինաչափություններ:

էպիկենտրոնների ընդլայնական գոտու առկայությունը, որը ենթադրվում էր տանել Ախալքալախի ղոնալով, Կազբեկ և Բարբալո սարերով, նոր քարտեզի տվյալների համաձայն թվում է ավելի քիչ հավանական: Քարտեզը դիտարկելիս ստացվում է, որ Կազբեկի և Բարբալոի շրջանների էպիկենտրոնները կախում չունեն Ախալքալախի ղոնալի էպիկենտրոններից, այլ մտնում են ընդհանուր Կովկասյան ուղղություն ունեցող էպիկենտրոնների գոտու մեջ, որը անցնում է մեծ Կովկասի երկայնությունով: Իսկ Ախալքալախի ղոնալի էպիկենտրոնները մտնում են Թուրքիայից դեպի Ախալքալախի ղոնան անցնող, ամբողջ Փոքր Կովկասի երկայնությամբ դեպի Իրան շարունակվող էպիկենտրոնների գոտու մեջ:

էպիկենտրոնների ալդպիսի բաշխումը հաստատվում է նաև Կովկասի և Թուրքիայի երկրաշարժերի օջախների դինամիկ սլարամետրերը ուսումնասիրելիս:

Համաձայն նոր քարտեզի տվյալների, Արևելյան և Արևմտյան Կովկասի սեյսմոակտիվությունները համարյա նույն կարգի են:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. А. Т. Аслабян Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
2. В. В. Белоусов И. В. Кириллова, А. А. Сорский Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. Известия АН СССР, серия географическая, № 5, 1952.
3. Бюллетень сети сейсмических станций СССР, 1953, 1954, 1955, 1956, 1957.

4. *Е. И. Бюс и М. М. Рубинштейн* Новые данные о Табацкурском землетрясении 7—8 мая 1940. Сообщение АН ГрузССР, том XIV, № 2, Тбилиси, 1953.
5. *Е. И. Бюс* Сейсмические условия Закавказья, часть I и II, Тбилиси, 1948, 1953.
6. *Л. А. Варданян* Сейсмоструктура Кавказа. Труды СИ АН СССР, № 64, 1935.
7. *Н. А. Введенская* О точности определения положения очага землетрясений методом засечок. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 30 (157), 1955.
8. *А. А. Габриелян* Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение, том 103, № 3, Москва, 1956.
9. *А. А. Габриелян* К тектонике Араратской котловины. ДАН АрмССР, том IX, № 3, 1948.
10. *А. А. Габриелян* О новейших тектонических движениях в Армении, Тр. Ер. гос. ун-та, т. XXX, 1950.
11. *А. А. Габриелян* О геотектоническом районировании Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.
12. *А. А. Габриелян* Тектонические комплексы Армении. Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН АзССР, Баку, 1956.
13. *А. А. Габриелян* Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
14. *Н. К. Карапетян* Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. Изв. АН СССР сер. геофиз., № 1, 1956.
15. *Н. К. Карапетян* По поводу строения земной коры Малого Кавказа по сейсмическим данным. Ученые записки Ер. гос. русского пединститута, т. V, 1955.
16. *Н. К. Карапетян* Динамические параметры очагов некоторых землетрясений Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1958.
17. *И. В. Кириллова* Сейсмичность Ахалкалакского нагорья. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1952.
18. *И. А. Михайловский* Землетрясения Кавказа и их связь с дислокацией края. Изв. Аз. госуниверситета, отд. естест. и медицины, том 4, Баку, 1926.
19. *К. Н. Паффенгольц* Сейсмоструктура Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1946.
20. *Е. А. Розова* Глубинное строение земной коры Кавказа. Труды СИ АН СССР, № 94, 1939.
21. *Е. Ф. Саваренский* Об искажениях в картах сейсмичности. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 1956.
22. *А. Д. Цхакая* Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья и прилегающих районов. Труды ин-та геофизики АН ГрузССР, том XVI, 1957.
23. Тектоническая карта СССР. Для высш. учеб. заведений. Сост. Науч.-ред. картосост. частью ГУГК в 1951 г. под общ. ред. и руковод. Шатского Н. С. М., ГУГК, ин-т. геол. наук Академии наук СССР, 1953.

Г. Н. САРКИСЯН

ИЗОБРАЖЕНИЕ МИКРОРЕЛЬЕФА ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ И ЛАВОВЫХ ПОЛЕЙ АРМЯНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ НА ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТАХ

Современный рельеф образовался в результате длительных взаимодействий разных рельефообразующих факторов. Вследствие влияния одного из этих факторов или их определенного сочетания, равнины и горные области приобрели некоторые типичные геоморфологические особенности. Отражение на картах геоморфологических особенностей, т. е. генезиса картографируемого рельефа является сложной задачей. Особенно сложно отражение на картах микрорельефа лавовых полей и лавовых потоков, которые не могут быть выражены горизонталями даже на топографических картах крупных масштабов 1:25000, 1:50000. Для правильного и научно обоснованного изображения рельефа на картах, следует опираться на глубокое и всестороннее изучение рельефа и выявление основных его признаков.

Для создания единой правильной методики изображения рельефа на топографических картах, необходимо предварительно разработать методику изображения каждого отдельного генетического типа рельефа, так как для каждого типа земной поверхности характерны своеобразные формы, требующие особого подхода к их обобщению и отбору.

В настоящее время в советской литературе довольно детально освещены характерные формы многих генетических типов рельефа и вопросы их изображения на картах (эрозионный ледниковый, эоловый рельефы и т. д.).

К сожалению, совершенно недостаточно разработан вопрос изображения на картах вулканических форм рельефа, в частности вопрос их изображения на топографических картах крупных масштабов. Этот вопрос затрагивался рядом авторов лишь мимоходом.

Из иностранных авторов исследованием данного вопроса занимался профессор инженерного факультета императорского университета города Фукуока (Япония) Кигиро Танака, который для усиления наглядности изображения форм рельефа на картах предложил «способ изображения рельефа на картах с помощью выпуклых горизонталей».

С целью получения пластического эффекта, Танака предлагает для проведения горизонталей построить точную модель рельефа,

освещать ее с боку и фотографировать. Предложенный способ опирается на теорию осмотра поверхности ярких конфигураций, освещенных с боку. На основе этой теории вычисляется значение яркости любой точки карты и строятся выпуклые горизонтали (фиг. 1).



Фиг. 1. Изображение вулканического рельефа способом выпуклых горизонталей.

Предложенный метод действительно усиливает наглядность изображения крупных вулканических форм рельефа. Однако он не касается вопроса изображения микроформ вулканического рельефа. Кроме того, применение этого метода для больших площадей практически невозможно, потому-что:

- а) горизонтали теряют свои основные свойства;
- б) построение выпуклых горизонталей связано с вычислением ряда величин для каждой горизонтали и с построением рельефной модели, что безусловно затрудняет работу;
- в) затрудняет проведение горизонталей, так как требуются особые чертежные инструменты;
- г) затемняет карту и мешает нанесению остальных элементов.

Указанные причины вместе взятые делают использование этого способа невозможным и нецелесообразным, поэтому не случайно, что предложение Китиро Танака нигде не нашло применения.

Автор настоящей статьи ставит целью изображение микрорельефа лавовых потоков и лавовых полей с сохранением основных свойств горизонталей.

Поверхность лавовых полей и лавовых потоков характеризуется наличием многочисленных небольших положительных и отрицательных форм. На аэроснимке неровности рельефа подчеркиваются тенями, что резко выделяет микроформы.

Соотношение затененных и освещенных площадей на снимке зависит от угла падения света и от крутизны склонов.

Микроформы рельефа невозможно отображать на картах горизонталями или условными способами. Первые не могут передать особенности микрорельефа, а вторые неточны и чрезвычайно трудоемки. Поэтому для изображения микрорельефа лавовых потоков и лавовых полей целесообразно применять новый способ, а именно: способ сочетания изображения рельефа горизонталями с фотоизображением местности. Такой способ, как известно, предложен инженером Б. В. Троицким для изображения микрорельефа песков.

То обстоятельство, что микрорельеф лавовых потоков и лавовых полей резко выступает на аэроснимках, дает основание полагать, что применением указанного способа можно добиться наглядного эффекта отображения микрорельефа.

Кроме того, размещение достаточного количества относительных высотных отметок дает количественную характеристику микроформ рельефа и делает карту еще более детальной.

Если принять во внимание, что участки карт, изображающие поверхность лавовых полей и лавовых потоков, свободны от всякой другой нагрузки кроме горизонталей, изображающих рельеф, то возможность применения способа сочетания горизонталей с тоновым изображением местности станет более очевидной.

Прежде чем перейти к краткой характеристике лавовых потоков и лавовых полей по отдельности и их изображению вышеуказанным методом, целесообразно осветить вопрос о методе обработки аэроснимков и получения образцов, представленных нами.

Для создания образцов по изображению микрорельефа лавовых потоков, потребовалось два комплекта отпечатков одного и того же участка. Из одних отпечатков составлен фотоплан, изображающий определенный участок; на других снимках того же участка зарисован рельеф горизонталями. На каждом снимке было выбрано 4—5 точек государственной триангуляционной или геометрической сети. Дальнейшее сгущение высотной основы осуществлено за счет более приметных выдающихся высотных точек (отдельные высоты, седловины, урез воды и т. д.). Зарисовка рельефа производилась под стереоскопом.

Фотоплан сфотографирован через растр и изготовлен в виде синей копии на ватманской бумаге, наклеенной на алюминий, во избежание деформации. Рельеф с отдельных снимков перенесен на синюю копию и после соответствующей сводки получено изображение рельефа горизонталями всего участка в целом.

После вычерчивания, штриховое изображение горизонталей фотомеханическим путем приведено в масштабе 1 : 25000 по некоторым

опорным точкам (фотоплан лавовых потоков имел масштаб 1 : 23000). Получив негатив в масштабе 1 : 25000, мы изготовили синюю копию штрихового изображения. По полученной синей копии вычерчен рельеф с разрежением шкалы сечения: для получения того же самого изображения в масштабе 1 : 50000. С уменьшением в два раза получен негатив в масштабе 1 : 50000. Таким же путем получен и негатив штрихового изображения в масштабе 1 : 100000.

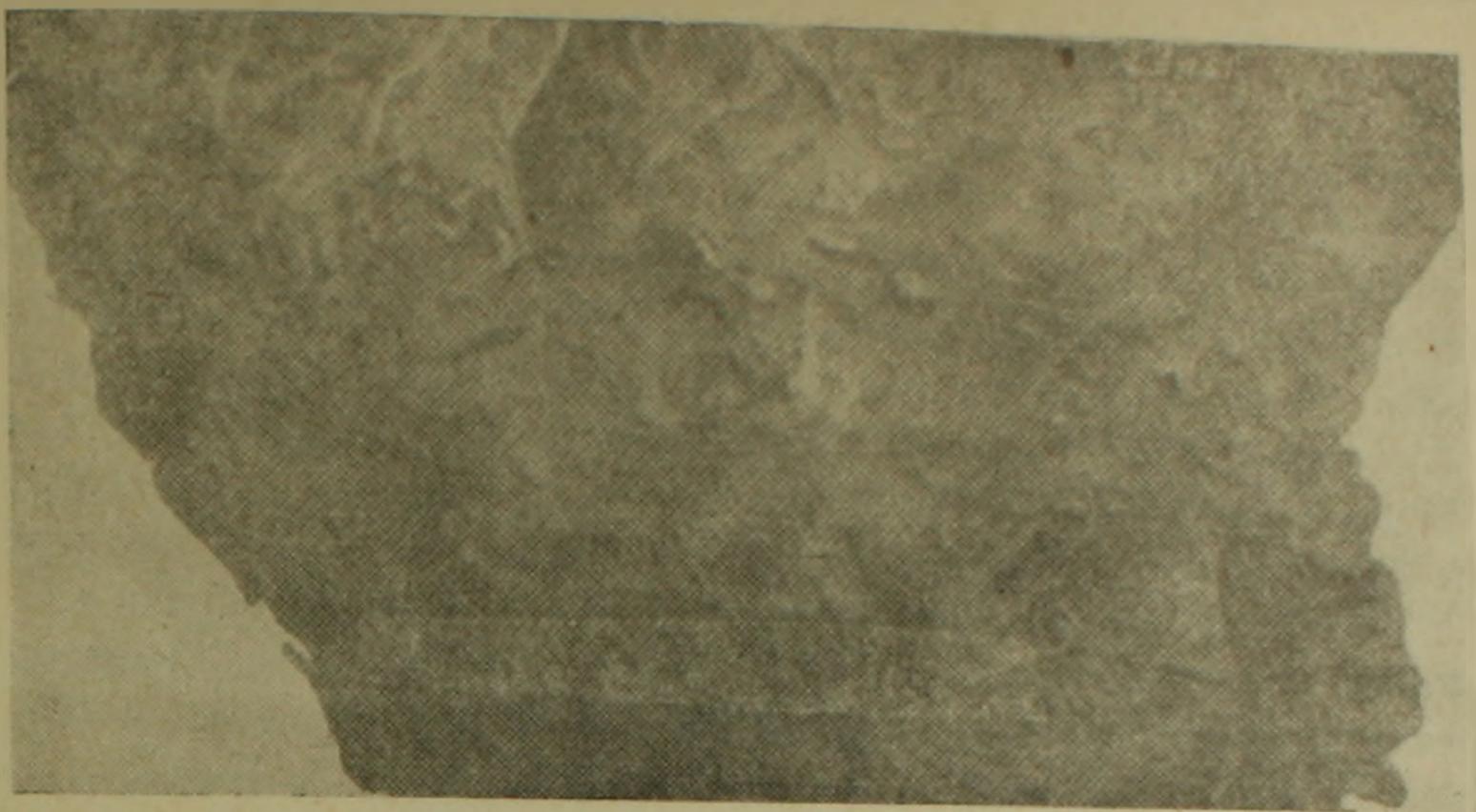
Фотоплан сфотографирован три раза, через растр, в соответствии с размерами трех негативов штрихового изображения и изготовлено три негатива тонового изображения. В дальнейшем как по негативам штриховых изображений, так и по негативам тоновых изображений, были изготовлены печатные формы и отпечатаны совместно.

Лавовые потоки — хорошо сохранились во многих районах Армянского вулканического нагорья. Они имеют резко выраженные границы распространения, на краях потоков часто образуются лавовые уступы. Поверхность лавового потока, как уже говорилось, характеризуется неровностью, т. е. наличием большого количества небольших положительных и отрицательных форм. Поверхность потока обычно имеет наклон по направлению течения. Морщины потока выпуклостью направлены в сторону течения и с удалением от центра излияния их размеры увеличиваются.

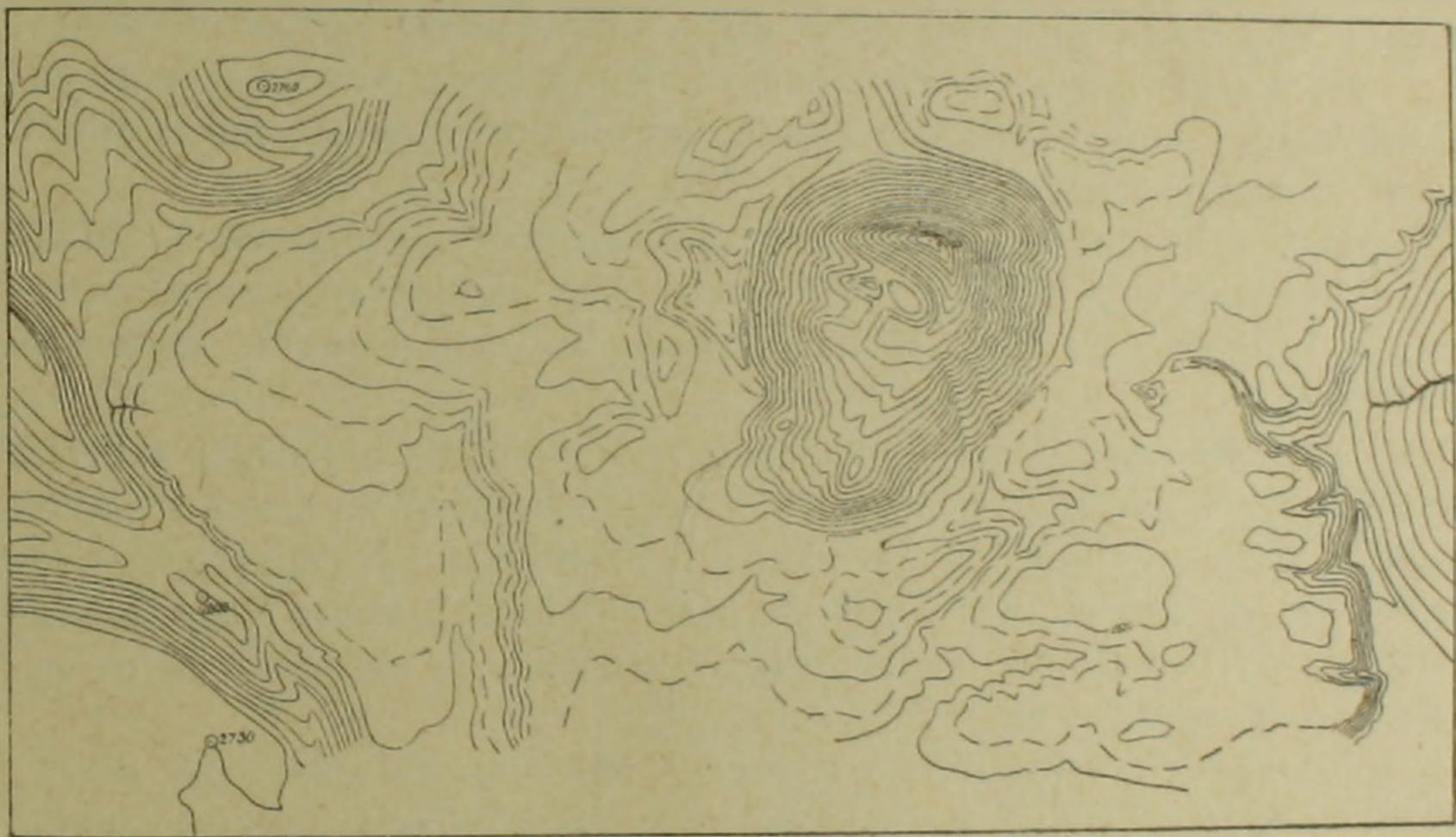
Для изображения лавового потока на существующих топографических картах применяются знаки сплошной каменистости с точками, а неровности рельефа выражаются размещением знака большого количества положительных форм. Однако, для показа лавового потока, этот способ неудачен и не отражает действительный характер его поверхности: не видно начала и направления потока, многочисленные небольшие отрицательные формы, существующие на поверхности потока не находят отражения. Горизонталы, изображающие поверхность потока и уступы в краях, плавные, что не соответствует неровному, с острыми формами, рельефу местности. Не подчеркнута глубокая, узкая врезанность и V-образная форма долин на концах потоков. Искажены формы крупных вулканических шлаковых конусов. Не выражен характер расчленения рельефа.

Фиг. 2 представляет фотонизображение местности в масштабе 1 : 50000. Здесь хорошо наблюдается начало и направление потока, видны границы распространения. Особенно наглядно выступает характер поверхности потока. Отсутствует только высотная характеристика.

На фиг. 3 представлено изображение рельефа этого же участка горизонталями в масштабе 1 : 50000, зарисованное по аэроснимкам. Здесь значительно улучшено изображение рельефа горизонталями. Горизонталы, изображающие поверхность потока, имеют зубчатый характер. Правильно отображена V-образная форма и глубокая врезанность долин острым замыканием горизонталей. Более резко подчерк-



Фиг. 2. Фотоизображение лавовых потоков в масштабе 1:50000.



Фиг. 3. Изображение рельефа лавовых потоков горизонталями в масштабе 1:50000.

нуто наличие уступов уменьшением заложений между горизонталями, изображающими уступы и введением полугоризонталей.

Острые изгибы одноименных горизонталей, образующие дугу, выпуклостью направлены на восток, северо-восток, изображают край некогда существовавшего кратера и ясно показывают, что он разрушен с западной, юго-западной стороны. Горизонталей, изображающие восточные и западные склоны конуса, во многих местах образуют острые изгибы, совокупность которых показывает наличие, форму и величину существующих здесь многочисленных эрозионных борозд. В юго-западной части конуса, выпуклости горизонталей отражают направление лавового потока, а на северо-восток с увеличением высоты, горизонталей острыми замыканиями изображают две узкие долины, ведущие

к кратеру. Последние указывают на начало потока. Однако, и на фиг. 3 отсутствует высотная характеристика и наглядное представление микрорельефа лавового потока. Здесь тоже не видно направления потока.

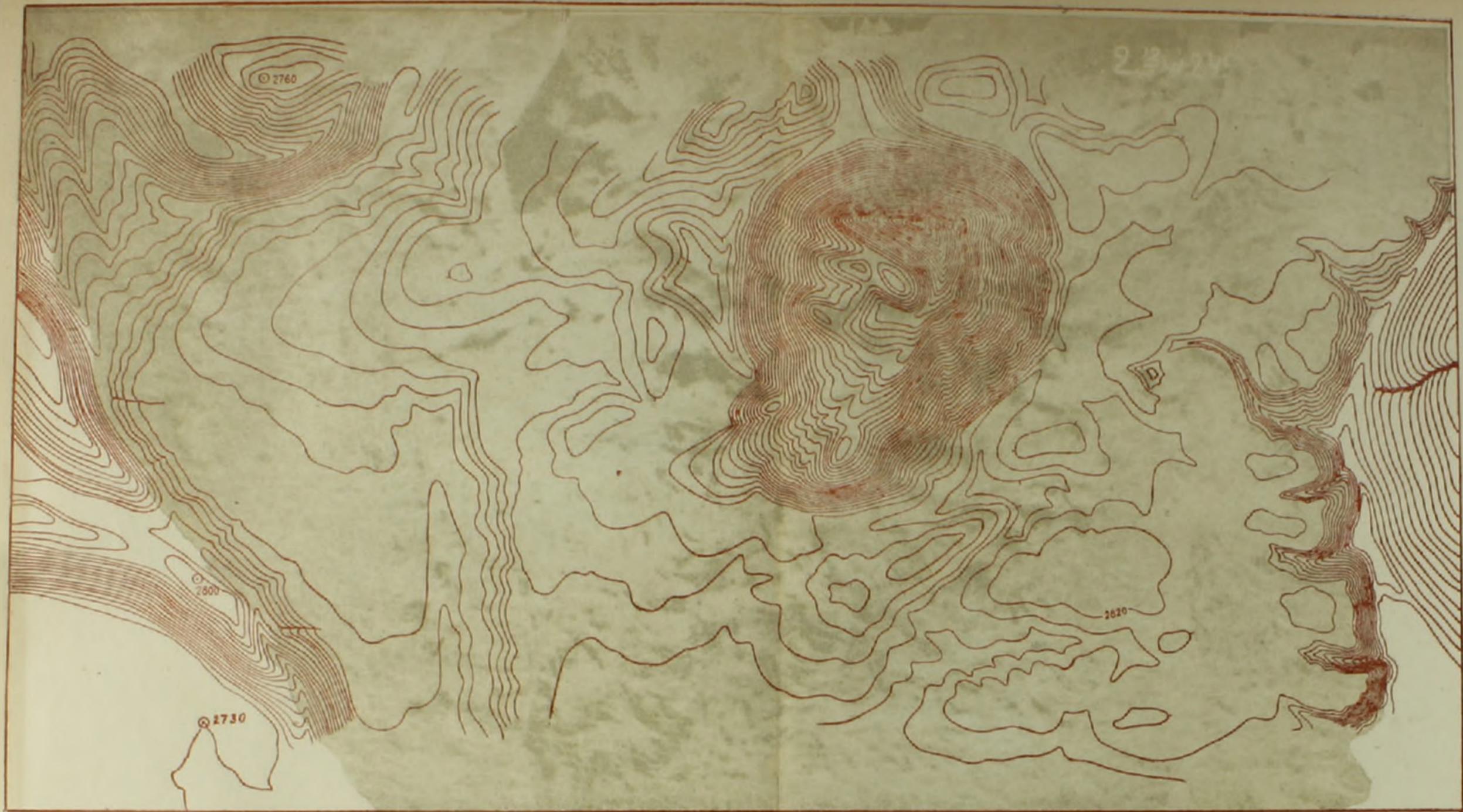
Фиг. 4 представляет изображение лавовых потоков этого вулкана; отпечатанное фотоизображение совмещено с горизонталями в масштабе 1:25000. Здесь мы имеем правильную высотную характеристику местности (как на фиг. 3), дополненную наглядным изображением характера поверхности лавового потока. На фиг. 4 хорошо наблюдаются направление потока и границы распространения. Она дает наглядное представление о микрорельефе, который невозможно изобразить горизонталями. Фотоизображение способствует правильному пониманию и чтению рельефа, а также помогает выявлению ошибок в форме горизонталей, изображающих тот или иной элемент рельефа. В качестве дополнительной характеристики поверхности лавового потока целесообразно надписать высоты некоторых наиболее выдающихся положительных или отрицательных форм поверхности лавового потока.

Несомненно фиг. 4 дает более подробную и всестороннюю характеристику поверхности лавовых потоков и поэтому имеет более богатое содержание.

Фиг. 5 представляет то же изображение в масштабе 1:50000. Наглядный эффект здесь сохранился почти полностью, как и в масштабе 1:25000. На фиг. 6 изображено то же самое в масштабе 1:100000.

Лавовые поля. На геоморфологических картах площади, занятые лавовыми полями, отмечают как бугристо-грядовый склон или плато. Поверхность лавовых полей, как уже говорилось, характеризуется неровностью, наличием многочисленных бугров и гряд. Образование лавовых бугров и гряд происходит по-разному, в зависимости от долавого рельефа и характера лавы.

Лавовые бугры и гряды занимают большие площади, как на Гегамском нагорье, так и в районе г. Арагац, Карабахском вулканическом нагорье и во многих других вулканических районах Армении. Лавовые бугры и гряды больших размеров хорошо изображаются и горизонталями. Но крупные вулканические гряды или бугры встречаются редко. Чаще всего они бывают небольших размеров и не выражаются на топографических картах горизонталями. Последние имеют большое распространение. Они являются основными элементами поверхности лавовых полей. Для изображения микрорельефа лавовых полей также целесообразно применение метода сочетания тонового изображения с горизонталями, как это сделано при изображении лавовых потоков. Фиг. 7 представляет фотоизображение бугристо-грядового склона в масштабе 1:25000. На снимке резко выделяются многочисленные вулканические бугры и гряды небольших размеров, которые не изображаются горизонталями.



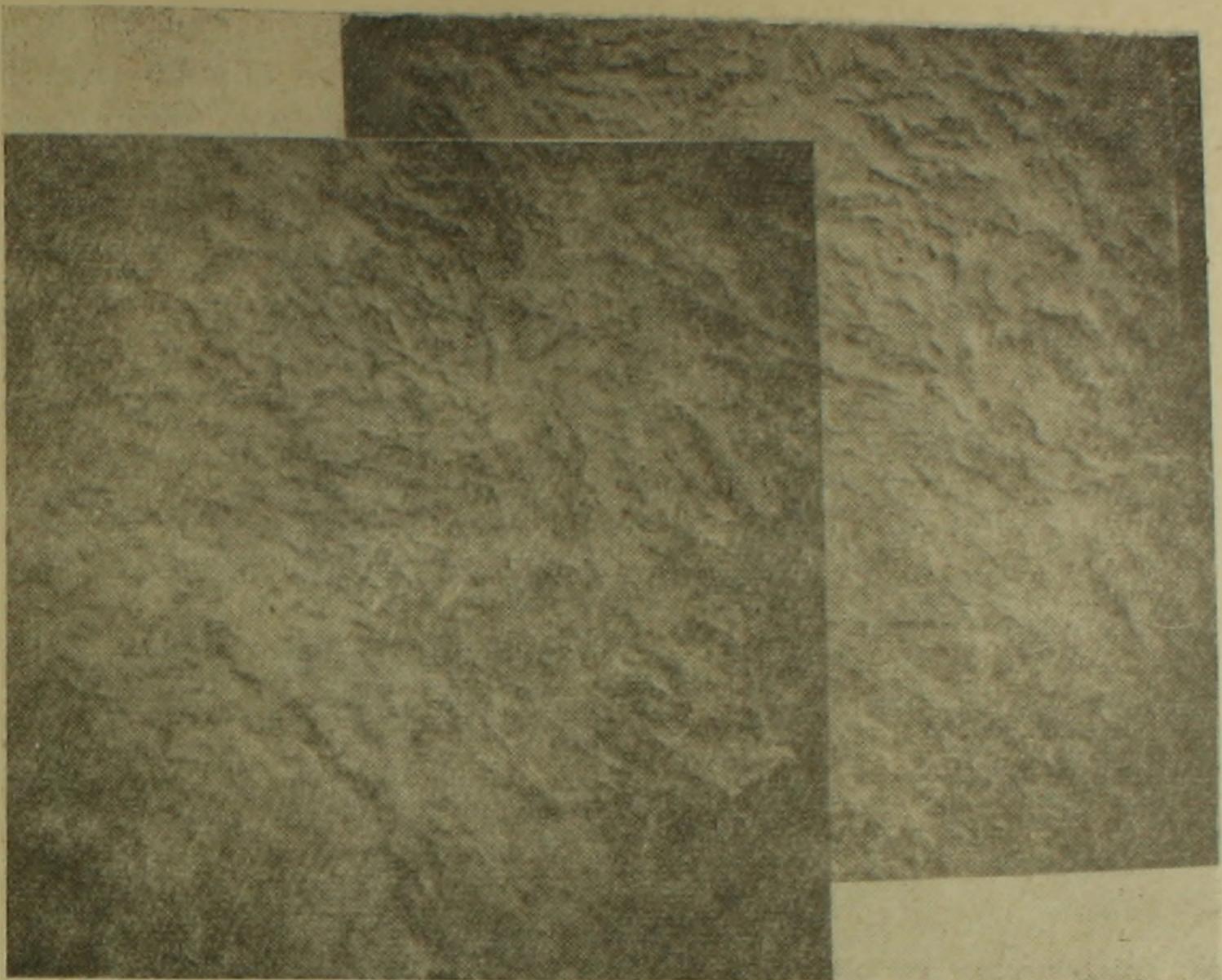
Фиг. 4. Фотонизображение лавовых потоков совмещенно с горизонталями в масштабе 1:25000.



Фиг. 5. Фотонизображение лавовых потоков совмещенно с горизонталями в масштабе 1:50000.

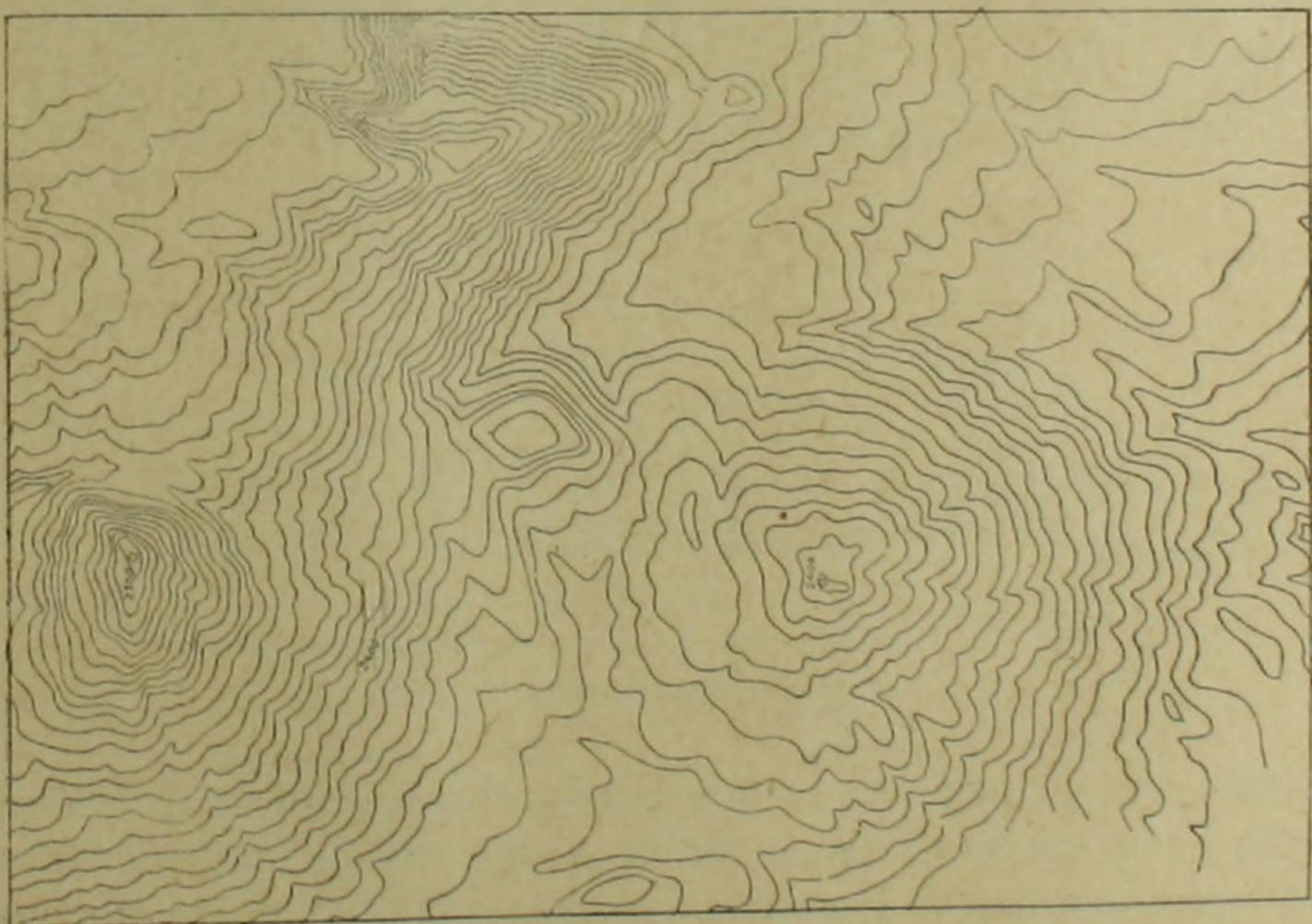


Фиг. 6. Фотонизображение лавовых потоков совмещенно с горизонталями в масштабе 1:100000.



Фиг. 7. Фотоизображение лавовых полей в масштабе 1 : 25000.

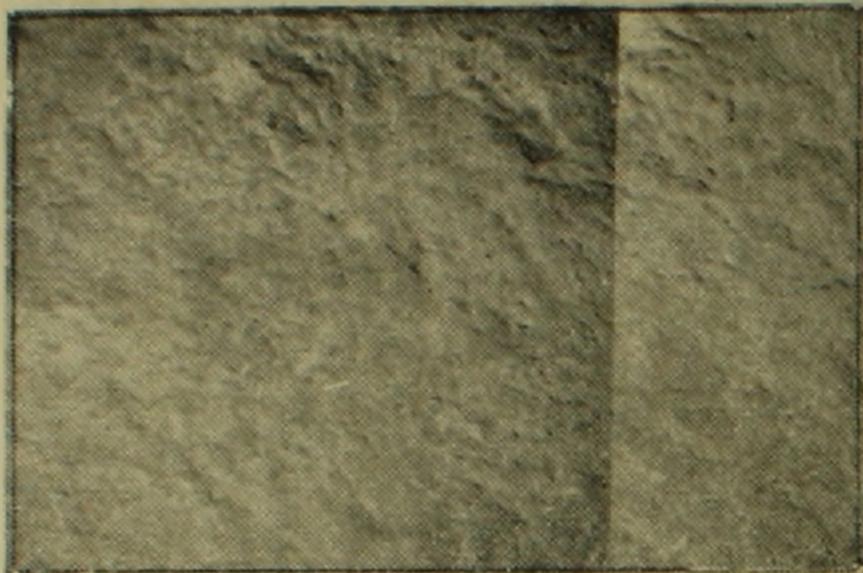
Фиг. 8 представляет ту же местность, изображенную горизонталями, также в 1 : 25000 масштабе.



Фиг. 8. Изображение рельефа лавовых полей горизонталями в масштабе 1 : 25000.

Основные горизонтالي проведены через 5 м. Наличие на поверхности лавовых полей большого количества небольших остроазубрен-

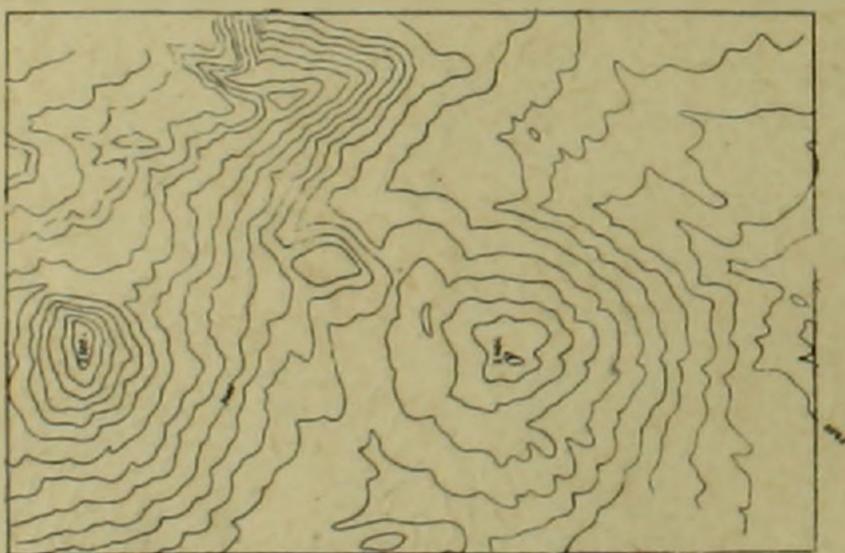
ных форм здесь выражено сильно дрожащим и зубчатым характером горизонталей. Однако, горизонталы дают только общую высотную характеристику местности, но не отражают характера микрорельефа бугристо-грядового склона.



Фиг. 9. Фотоизображение лавовых полей в масштабе 1:50000.

Фиг. 9 представляет фотоизображение лавовых полей.

Фиг. 10 представляет изображение рельефа горизонтальми этого же района в масштабе 1:50000. Основные горизонталы проведены через 10 м. При переходе к 1:50000 масштабу никакого обобщения не проведено.



Фиг. 10. Изображение рельефа лавовых полей горизонтальми в масштабе 1:50000.

Применением способа сочетания фотоизображения с горизонтальми можно добиться наглядного изображения микрорельефа и правильной высотной характеристики лавовых полей как это видно из фиг. 8, 9, 10 и 11.



Фиг. 11. Аэроснимок лавовых полей.

Գ. Ն. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ԼԱՎԱՅԻՆ ՀՈՍԲԵՐԻ
ԵՎ ԼԱՎԱՅԻՆ ԴԱՇՏԵՐԻ ՄԻԿՐՈՌԵԼՅԵՖԻ ՊԱՏԿԵՐՈՒՄԸ
ՏՈՊՈԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ՔԱՐՏԵԶՆԵՐԻ ՎՐԱ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փամանակակից ուսումնասիրությունները և առաջին փորձերը գործունեության երկարատև փորձերը գործունեության հետևանքով: Այդ գործունեությունը որևէ մեկի կամ նրանց որոշակի խմբի ներգործություն հետևանքով հարթավայրերը և լեռնային երկրները ձեռք են բերել մի քանի տիպիկ գեոմորֆոլոգիական առանձնահատկություններ:

Քարտեզների վրա տերիտորիայի գեոմորֆոլոգիական առանձնահատկությունների, այսինքն, գեոմորֆոլոգիական արտահայտումը բարդ խնդիր է: Առանձնապես բարդ է լավային հոսքերի և լավային դաշտերի միկրոուսումնասիրության պատկերավորումը:

րումը, որը չի արտահայտվում տեղագրական նույնիսկ խոշոր մասշտաբի քարտեզների վրա: Ռելյեֆի ճիշտ և գիտականորեն հիմնավորված պատկերման համար պետք է խորը կերպով ուսումնասիրել այն, հայտնաբերել քարտեզագրվող տերիտորիայի ռելյեֆի հիմնական, որոշող հատկանիշները և մշակել մեթոդներ նրանց արտահայտման համար:

Տեղագրական քարտեզների վրա ռելյեֆի պատկերման միասնական, ճիշտ մեթոդիկա ստեղծելու համար անհրաժեշտ է նախօրոք մշակել ռելյեֆի ամեն մի գեներտիկ տիպի պատկերման եղանակ, քանի որ երկրի մակերևույթի ամեն մի այդպիսի տիպն ունի յուրահատուկ ձևեր, որոնք առանձնահատուկ մոտեցում են պահանջում նրանց ընտրությունը և ընդհանրացմանը:

Մինչև այժմ չեն ուսումնասիրված տեղագրական քարտեզների վրա ռելյեֆի հրաբխային ձևերի պատկերման և հատկապես հրաբխային միկրոռելյեֆի պատկերման հարցերը:

Արտասահմանյան հեղինակներից այդ հարցի հետազոտությունը զբաղվել է Ֆուկուոկա (Ճապոնիա) քաղաքի համալսարանի ճարտարապետական ֆակուլտետի պրոֆեսոր Կետիրո Տանական, որը ռելյեֆի հրաբխային ձևերի պատկերման տեսողականությունը ուժեղացնելու համար առաջարկել է կիրառել ուռուցիկ հորիզոնականների եղանակը:

Այս եղանակը, ինչպես երևում է գծագրից, իսկապես ուժեղացնում է հրաբխային խոշոր ձևերի պատկերման տեսողականությունը, սակայն առաջարկվող եղանակը նախ միկրոռելյեֆի պատկերմանը չի վերաբերվում, և երկրորդ օժտված է հետևյալ լուրջ թերություններով, որոնք նրա կիրառությունը դարձնում են անհնարին.

1. Հորիզոնականները կորցնում են իրենց հիմնական հատկությունները:

2. Ուռուցիկ հորիզոնականների գծագրումը պահանջում է կառուցել ռելյեֆի մոդելներ և ամեն մի հորիզոնականի համար հաշվարկել մի շարք մեծություններ, որոնք անշուշտ դժվարացնում են աշխատանքը:

3. Դժվարանում է հորիզոնականների գծագրումը, քանի որ պահանջվում են հատուկ գծագրական գործիքներ:

4. Մթնեցնում է քարտեզը և խանդարում է քարտեզի բովանդակության մնացած էլեմենտների տեղագրմանը:

Վերը նշված պատճառներով Տանականի առաջարկած եղանակը ուշագրություն չի արժանացել և չի կիրառվել:

Այս հոգվածում հեղինակն իր առաջ խնդիր է դրել պատկերել հրաբխային հոսքերի և հրաբխային դաշտերի միկրոռելյեֆը տեղագրական քարտեզների վրա՝ պահպանելով հորիզոնականների հիմնական հատկությունները:

Լավային հոսքերի և լավային դաշտերի միկրոռելյեֆի միկրոձևերը, ինչպես հայտնի է, ունեն փոքր չափեր և նույնիսկ 1:25000 մասշտաբի տեղագրական քարտեզի վրա հորիզոնականներով չեն արտահայտվում և այդ պատճառով մինչև այժմ քարտեզների վրա չեն պատկերվում:

Սակայն տեղագրական քարտեզների վրա լավային հոսքերի և լավային դաշտերի մակերևույթի բնույթի պատկերումը խիստ կարևոր և անհրաժեշտ հարց է, մանավանդ եթե նկատի առնվի նաև այն, որ նրանք Հայաստանի հրաբխային ռելյեֆի մեծ տարածություններ են զբաղեցնում:

Հայաստանի հրաբխային ռելյեֆի, մեծ քանակով անրոնկարների ուսումնասիրությունը ցույց տվեց, որ լավային հոսքերի և լավային դաշտերի

միկրոռելիեֆը բավականին ցայտուն կերպով է արտահայտվում անրոնկարների վրա:

Այդ երևույթը միանգամայն օրինաչափ է: Լավալին հոսքերի և լավալին դաշտերի մակերևույթը բնութագրվում է փոքր չափերի բազմաթիվ դրական և բացասական ձևերի առկայությամբ: Աերոհանույթը, սովորաբար կատարվում է պարզ եղանակին, ուելիֆի անհարթութլունները ընդդժվում են ստվերներով, որը ցայտուն է դարձնում միկրոձևերի արտահայտութլունը անրոնկարների վրա:

Ռելիեֆի միկրոձևերը հնարավոր չէ քարտեզների վրա պատկերել հորիզոնականներով կամ պայմանական եղանակներով, դրա համար էլ լավալին հոսքերի և լավալին դաշտերի միկրոռելիեֆի պատկերման համար նպատակահարմար է կիրառել ուելիֆի հորիզոնականներով պատկերումը տեղանքի ֆոտոնկարի հետ զուգակցելու եղանակը:

Այն հանգամանքը, որ լավալին հոսքերի և լավալին դաշտերի միկրոռելիեֆը ցայտուն կերպով է արտահայտվում անրոնկարների վրա, հիմք է տալիս ենթադրել, որ այդ եղանակի կիրառումով հնարավոր է հասնել միկրոռելիեֆի պատկերման դիտողական էֆեկտին:

Նշված եղանակով է պատկերված լավալին հոսքերի միկրոռելիեֆը «4, 5 և 6» գծագրերի վրա համապատասխանաբար 1:25000, 1:50000 և 1:100000 մասշտաբներով: Գծագրերից երևում է, որ լավալին հոսքերի միկրոռելիեֆի պատկերման դիտողական էֆեկտը բավականաչափ լավ է արտահայտվում նույնիսկ 1:100000 մասշտաբում:

Կասկած չկա, որ նշված գծագրերը տալիս են լավալին հոսքերի մակերևույթի ավելի մանրամասն ու բազմակողմանի բնութագիրը, այդ պատճառով էլ ավելի հարուստ բովանդակութլուն ունեն: Եթե այդ գծագրերի վրա մակագրվեն մի շարք կետերի բարձրութլյան նիշերը, կարելի է քարտեզը դարձնել ավելի մանրամասն, տալ ուելիֆի միկրոձևերի քանակական բնութագիրը:

Հրարխալին դաշտերի միկրոռելիեֆի պատկերման համար նույնպես նպատակահարմար է կիրառել ուելիֆի հորիզոնականներով պատկերումը տեղանքի ֆոտոնկարի հետ զուգակցելու եղանակը:

С. Г. КАРАПЕТЯН

ИГНИМБРИТОВЫЕ ТУФЫ В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ АРМЕНИИ

Образования из раскаленных потоков пирокластического материала или, как их принято называть, игнимбриты [1] в условиях Армении, представляют широко распространенные вулканические продукты.

Будучи связанными с вулканическими извержениями четвертичного времени, игнимбритовые туфы Армении приурочены, в основном, к району массива г. Арагац и примыкающих к нему участков Лениканской и Араратской котловин. За пределами указанной области игнимбритовые туфы известны лишь в бассейне р. Памбак, которые также имеют четвертичный возраст.

Сведения о наличии аналогичных образований в других районах Армении, имея ввиду более древние вулканические толщи, отсутствуют.

В этом отношении определенный интерес представляют палеотипные игнимбритовые туфы, обнаруженные нами во время геологических исследований в вулканической области Сюника (Зангезура).

Указанная область представляет район преобладающего распространения плио-плейстоценовых вулканических продуктов, представленных разными лавами, шлаками и туфобрекчиями, среди которых на отдельных участках обнажаются останцы более древних вулканических образований (юрского и палеогенового времени).

Исследуя один из небольших останцев палеогеновой вулкано-генной толщи ср. течения р. Воротан, мы обратили внимание на переслаивающуюся толщу туфовых пород, обнажающихся на расстоянии 1,5–2 км к СЗ от с. Сисиан, вдоль правой стороны шоссейной дороги, ведущей к с. Ангехакот.

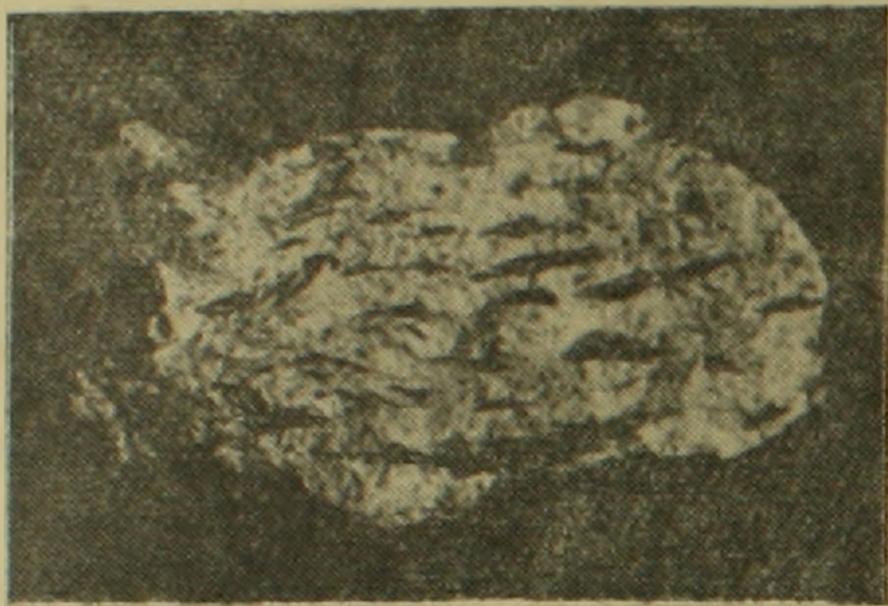
Имея общую мощность более чем 120 м, разрез толщи туфов представлен многократным чередованием темно-серых и светло-серых игнимбритов. Мощность отдельных слоев колеблется от 10 до 30 м. Контакты слоев извилистые, но довольно отчетливо и резко вырисовываются вследствие разной окраски отдельных слоев.

Макроскопически светло-серые игнимбриты представляют мелкозернистую породу с явным обломочным строением.

Характерной особенностью светлых разностей является наличие в них продолговатых, вытянутых параллельно напластованию, вклю-

чений стекла—фьямме (фиг. 1), имеющих в плане типичную форму линз. На общем сером фоне породы, фьямме выделяются своим зеленым цветом. Размеры фьямме колеблются от 1—2 мм до 3—4 см. Чем меньше размеры включений, тем слабее их сплюснутость.

Темносерые разности представляют более плотные породы и отличаются от светлых разностей отсутствием продолговатых вклю-



Фиг. 1. Светлосерый игнимбрит (уменьш. $\times 2$).

чений стекла. В обеих разностях туфов присутствуют обломки плагиоклазовых порфиритов, имеющие слабо сглаженные или угловатые формы. Макроскопически в обоих разновидностях туфов хорошо различаются вкрапленники полевых шпатов, вторичный кварц, распределенный по мелким трещинам и порам породы, и мелкие чешуйки биотита.

Под микроскопом главная масса темных и светлых туфов обнаруживает явную обломочную—витрокластическую структуру.

В витрокластическом мезостазиесе видны вкрапленники плагиоклазов, магнетита, редко биотита, а также хлорит и вторичный кварц.

Плагиоклаз представлен полисинтетическими двойниками андезина (№ 34—35), большей частью корродированного и карбонатизированного.

Биотит встречается в виде изогнутых по спайности зеленовато-коричневых пластинок, хлоритизированных и обогащенных вдоль спайности гидроокислами железа.

В шлифе довольно много магнетита как в виде крупных зерен, так и в виде мелкой равномерной сыпи.

По микротрещинкам породы развиты мелкие прожилки кварца. Измерение показателей преломления стекла главной массы и фьямме выявило, что для основной массы $N = 1,548 \pm 0,002$, а для фьямме $N = 1,603 \pm 0,002$.

Различие в показателях преломления в данном случае обусловлено, по-видимому, и преобладанием закиси железа в фьямме и их частичной хлоритизацией.

В петрографическом отношении обе разновидности туфов представляют пирокластические разновидности слюдистых плагиоклазовых андезитов олигоцена, широко распространенных в районе.

В табл. 1 и 2 приведены результаты химических анализов тщательно отобранных проб темных и светлых туфов и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

Таблица 1

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	Влага	п. п. п.	Сумма
Светлые туфы	62,28	0,53	13,12	3,52	3,20	0,10	0,83	4,19	2,60	3,11	0,17	0,33	0,58	4,28	99,14
Темные туфы	63,68	0,17	14,13	4,69	2,53	0,11	1,52	2,55	3,98	4,08	0,16	0,09	0,46	3,06	100,27

Таблица 2

	a	b	c	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a/c
Светлые туфы	10,9	9,6	3,8	75,7	67,8	14,5	16,7	56,0	0,5	33,06	25,8	2,85
Темные туфы	14,7	10,1	2,1	73,1	64,4	25,3	10,3	59,5	0,1	32,8	14,7	7,0

Несмотря на некоторое различие в содержании отдельных окислов, устанавливается пересыщенность туфов кремнекислотой при высоком содержании суммы щелочей. Исследованные породы в целом являются палеотипными аналогами игнимбритов четвертичного времени [4].

Существует много общего в петрографических особенностях и в условиях образования молодых и палеотипных игнимбритов. В этом отношении устанавливается полное петрографическое и генетическое тождество светлых туфов с „пламенными“ туфами области г. Арагац, и темных разновидностей—с туфами ереванско-ленинканского типа.

Установлено [3], что как для „пламенных“ туфов так и для туфов ереванско-ленинканского типа, характерна пирокластическая структура с наличием, в главной массе „пламенных“ туфов, сплюснутых стекловатых включений—„фьямме“.

Таким образом, в палеогеновых и четвертичных игнимбритах Армении мы находим общие черты пород, образовавшихся из раскаленного пирокластического материала.

Установление наличия игнимбритовых образований в палеогеновой вулканической толще Армении, имеет определенное значение в познании природы вулканических проявлений этого времени.

Несомненно, что область распространения не может ограничиться исследованным нами районом и надо полагать, что аналогичные образования впоследствии будут отмечены и в других пунктах развития палеогенового вулканизма Армении.

Ա. Հ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԻԳՆԻՄԲՐԻՏԱՅԻՆ ՏՈՒՑԵՐ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԱՅԻՆ ՀՐԱԲԵԱՄԻՆ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ռ մ

Հողվածում տրված է Ջանգեզուրի հրաբխային շրջանում հայտնաբերված պալեոտիպ իգնիմբրիտային տուֆերի նկարագրութունը, որոնք գտնվում են Որոտան գետի միջին հոսանքում:

Ուսումնասիրված շրջանում տարածված են պլիո-պլեյստոցենի հասակի հրաբխային պրոդուկտներ, որոնք ներկայացված են տարբեր տիպի լավաներով, շլակներով և տուֆարրեկչիաներով:

Ունենալով հորիզոնական տեղադրում, իգնիմբրիտային տուֆերը կազմում են մոտ 120 մ հզորութուն ունեցող հաստվածք, ներկայացված միմյանց հերթափոխող բաց և մուգ տարբերակներով:

Բաց մոխրագույն տարբերակները բնորոշ են տեղադրմանը զուգահեռ, ձգված, ապակյա կանաչ ներփակումներով, որոնց չափերը տատանվում են 1—2 մմ մինչև 3—4 սմ: Միկրոսկոպի տակ նրանք ունեն բեկորային կառուցվածք:

Մուգ տարբերակները ավելի կարծր են և ապակյա ներփակումները նրանցում բացակայում են:

Մակրոսկոպիկ երկու տարբերակներում էլ պարզ նկատվում են դաշտային շպատների ներփակումներ, բիոտիտի մանր թեփուկներ և երկրորդական քվարց, որը տեղադրված է ապարի մանր ճեղքերում և ծակոտիներում, երկու տարբերակներում էլ կան քիչ հղկված, կամ անկյունավոր պլագիոկլազային պորֆիրիտի բեկորներ:

Իրենց պետրոգրաֆիական հատկութուններով, ուսումնասիրված ապարները ներկայացնում են չորրորդական իգնիմբրիտների պալեոտիպ անալոգները, բաց մոխրագույն տուֆերը համապատասխանում են Արագածի շրջանի բոցանախշ տուֆերին, իսկ մուգ տարբերակները՝ Երևան-Լենինական տիպի տուֆերին:

Պալեոգենի հրաբխածին հաստվածքում իգնիմբրիտային առաջացումների առկայության իհայտ բերումն ունի որոշակի նշանակութուն այդ ժամանակաշրջանի հրաբխային երևույթների լրիվ բնութագրման համար:

Պետք է ենթադրել, որ նման առաջացումները չեն կարող ունենալ սահմանափակ տարածում և հետագայում կհայտնաբերվեն նաև Հայաստանի պալեոգենային հրաբխային շերտախմբի տարածման այլ շրջաններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Известия АН СССР, серия геол., № 3, 1947.
2. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Записки всесоюз. мин. общ., т. XVII, № 2, 1938.
3. Ширинян К. Г. К вопросу строения и генезиса туфо-туфолоавовой толщи Армении, Известия АН АрмССР, серия геол. и географ. наук., т. XI, № 1, 1958.
4. Ширинян К. Г. Химические особенности четвертичных вулканических туфов и туфолоав Армении. Известия АН АрмССР, т. IX, № 8, 1956.

А. Т. АСЛАНЯН

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ КАК РЕЛЯТИВИСТСКИЙ ЭФФЕКТ

Согласно аксиоматике квантовой механики всякому потоку энергии \bar{S} , излучаемой вращающимся электропроводящим телом, соответствует плотность импульса силы $\bar{p} = \bar{S}/c^2$ (уравнение Планка) и изменение момента количества движения

$$\frac{dI}{dt} = \bar{V} \times \bar{p} \quad * \tag{1}$$

Из этого следует, что массы, слагающие излучающее тело, обладают радиальным ускорением и подвержены действию радиальной силы \bar{F} , связанной с импульсом силы соотношением $\bar{p} = \tau \bar{F}$, где \bar{V} — вектор скорости вращения тела, c — скорость света, а τ — время, в течении которого влияние силы F распространяется от центра до поверхности тела. Таким образом, тело испытывает гравитационное сжатие и появляется добавочный вращательный момент $\Delta \bar{N} = \bar{V} \times \bar{p}$, имеющий тенденцию увеличить скорость вращения, причем численно этот добавочный момент равняется той работе, которую совершает над телом радиальная сила, т. е. $-\Delta N = W$, или

$$W = F_r V_e \tau = \left(\frac{M V_e^2}{5R} \right) \cdot (\tau V), \tag{2}$$

где $F_r = \frac{M V_e^2}{5R}$ радиальная сила (сила инерции), M — масса, R — радиус тела. V_e — скорость на экваторе, $\left(V = V_e \sqrt{\frac{2}{5}} \right)$.

Классическая физика приписывает распространению влияния силы бесконечно большую скорость и следовательно принимает $\tau = 0$, что дает $W = 0$. В релятивистской физике, исходящей из принципа относительности одновременности, влияние силы распространяется за промежуток времени

$$\tau = \frac{xV}{c^2 \sqrt{1 - V_e^2/c^2}} \tag{3}$$

* Все ссылки в тексте даны по монографии Р. Беккера „Теория электричества“ г. II, М.—Л., 1941 г.

или иными словами энергия, которая выделяется вследствие гравитационного сжатия тела, переносится от центра тела к его поверхности не мгновенно, как это считалось в классической физике, а за определенный промежуток времени и, следовательно, внешние слои Земли в отношении внутренних вращаются ускоренно. Заменяя в уравнении (3) x через R и пренебрегая величиной V_e^2/c^2 по сравнению с единицей получим

$$\tau = \frac{VR}{c^2} = \frac{2\omega R^2}{5c^2}. \quad (4)$$

Подставляя отсюда значение τ в (2) получим

$$W = \frac{2MV_e^4}{25c^2}. \quad (5)$$

К такому же результату приводит гипотеза сжатия Лоренца, а именно, радиус Земли в направлении вектора скорости вращения сокращается до величины $R' = R\sqrt{1 - V_e^2/c^2}$ и вращательный момент $N = \frac{2}{25}M\omega^2R^2$ в неподвижной системе координат уменьшается до ве-

личины $N' = \frac{2}{25}M\omega^2(R\sqrt{1 - V_e^2/c^2})^2$ в движущейся системе координат. Разность $N - N' = \Delta N$ равняется точно величине (5).

В электродинамике доказывается, что в излучающем вращающемся теле спонтанно возникает электромагнитный вращательный момент

$$\bar{N}_\mu = \bar{Q} \times \bar{B}, \quad (6)$$

который направлен против механического вращательного момента и имеет тенденцию нейтрализовать действие последнего (\bar{Q} — вектор магнитного момента тела, а \bar{B} — вектор индукции, перпендикулярный \bar{Q}). Вращательный момент (6) соответствует, как известно, энергии магнитного поля тела, которая равняется

$$U = \frac{M}{\rho} \cdot \frac{B^2}{8\pi}, \quad (7)$$

где ρ — средняя плотность тела.

Условие устойчивости инерциального вращения тела требует, чтобы имело место равенство

$$\bar{V} \times \bar{P} = \bar{B} \times \bar{Q} \quad (8)$$

или $W = U$, т. е.

$$\frac{2MV_e^4}{25c^2} = \frac{MB^2}{8\pi\rho}. \quad (9)$$

Из последнего равенства получаем величину индукции, соответствующую индукции однородно намагниченного шара

$$B = \frac{V_e^2}{c} \sqrt{\frac{16}{25} \frac{1}{\rho}} \quad (10)$$

Для тел обладающих значительной электропроводностью, индукция B равняется напряженности макроскопического магнитного поля H (см. ниже ур. 12). Подставляя для Земли $V_e = 4,65 \cdot 10^4$ см/сек и $\rho = 5,52$ г/см³ из (11) получим $B = H = 0,24$ гс (на экваторе $H = 0,35$ гс), для Солнца $V_e = 1,9 \cdot 10^5$ см/сек и $\rho = 1,41$ г/см³, $B = H = 2,02$ гс (для H Солнца в литературе указываются значения в пределах от 1 гс до 50 гс) и для Луны при $V_e = 10^3$ см/сек и $\rho = 3,3$ г/см³, $B = 8,6 \cdot 10^{-5}$ гс.

Более крупный компонент магнитного поля получается при условии если в (2) заменить F_r величиной $F = gM$ (g — среднее значение ускорения силы тяжести внутри тела). Тогда из (2), (3) и (7) выводится среднее значение B в толще вращающегося тела в виде:

$$B \leq V_e g \sqrt{\frac{4}{fc^2}} = 2,6 \cdot 10^{-7} V_e g, \quad (11)$$

что дает для Земли $B \leq 6$ гс (при $g = 500$ см/сек²), для Луны $B \leq 0,054$ гс (при $g = 80$ см/сек²), а для Солнца $B \leq 870$ гс (при $g = 17000$ см/сек²). Согласно дипольной теории, значение $B = 6$ гс для однородного шара, имеющего размеры и массу Земли, должно быть на глубинах порядка 3000 км.

Для определения H небесных тел, обладающих незначительной электропроводностью, следует пользоваться известным векторным соотношением

$$\vec{H} = \vec{B} - (1 - \epsilon) \cdot (\vec{V} \times \vec{E}), \quad (12)$$

где ϵ — диэлектрическая постоянная тела, \vec{E} — вектор напряженности электрического поля, измеряемого движущимся вместе с телом наблюдателем, а \vec{V} — вектор скорости вращения тела, причем согласно

Паннекуку $E < \frac{mg}{e}$ (m — масса иона, e — заряд электрона).

Зависимости (10), и (11) автором получены также из предположений электронной теории, теории гироскопов, методом геометрических преобразований Минковского и др., причем выяснилось, что тангенс угла между осью фигуры Земли и осью мгновенного ее вращения, равный $1,5 \cdot 10^{-6}$, соответствует отношению $\beta = V_e/c$, а скорость геомагнитного дрейфа на запад, равная около 0,07 см/сек, соответствует величине V_e^2/c в (10) и скорости уменьшения радиуса Земли $1,6 \cdot 10^{-9}$ см/сек, вычисленной на основании данных тектоники и изменения продолжительности суток.

ХРОНИКА

И. Г. МАГАКЬЯН, Э. Г. МАЛХАСЯН

ИТОГИ ПЕРВОГО ВСЕСОЮЗНОГО ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

С 23 сентября по 2 октября 1959 года в Ереване состоялось Первое Всесоюзное вулканологическое совещание, созванное Лабораторией вулканологии АН СССР совместно с Институтом геологических наук АН АрмССР.

В работе совещания приняло участие 650 вулканологов и геологов, представляющих 70 геологических учреждений Москвы, Ленинграда, Киева, Львова, Тбилиси, Баку, Свердловска, Томска, Владивостока, Хабаровска, Магадана, Воронежа, Петропавловска-на-Камчатке, Северного Кавказа, Кольского полуострова, Молдавии и др.

На совещании было представлено 100 докладов, в целом охвативших весьма широкий круг вопросов вулканологии.

Предметом специального изучения были проблемы: „Активный вулканизм и принципы его изучения“, „Вулканические провинции и и формации, полезные ископаемые с ними связанные“ и „Вулканизм и тектоника“. Участники совещания на специальном симпозиуме рассмотрели вопросы терминологии и номенклатуры вулканических пород.

На пленарном заседании был заслушан ряд обзорных докладов. В докладе „Задачи изучения современного вулканизма в СССР“ (В. И. Влодавец, Г. С. Горшков, С. И. Набоко), наметились пути развития вулканологии в ближайшее время. Вулканология должна приступить к изучению космического вулканизма, уже теперь вероятно возможность изучения вулканизма Луны и других планет с близких расстояний. Вулканизм теперь должен рассматриваться с точки зрения космогонии, а вулканология—как комплексная наука, в которой гармонично сочетаются геология, геофизика, физико-химия и астрономия.

О задачах воссоздания истории вулканизма и установления закономерностей его развития доложил доктор геолого-минералогических наук А. П. Лебедев выступивший от имени группы ученых (В. И. Влодавец, А. П. Лебедев, Г. Н. Гапеева). Воссоздание истории вулканических процессов целых исторических эпох позволяет вывести закономерности развития земной коры, подойти к решению проблемы ее внутреннего строения и состава отдельных оболочек.

Вопросу взаимоотношения некоторых типов оруденения с эффузивными формациями был посвящен доклад В. Н. Котляра и М. А. Фаворской.

Большой интерес делегатов совещания вызвали доклады по первой проблеме совещания „Активный вулканизм и принципы его изучения“. Современной вулканической деятельности были посвящены интересные доклады Г. С. Горшкова, С. И. Набоко, К. К. Зеленова и другие.

Большой интерес вызвали доклады, посвященные вулканизму космоса (Н. А. Козырев „О существовании вулканической деятельности на Луне“, А. В. Хабаков „Основные черты строения и истории развития лунной поверхности“, С. К. Всехсвятский „Кометы, проблемы солнечной системы и вулканизм Земли“).

По второй проблеме были заслушаны и обсуждены доклады и сообщения (41), посвященные вулканическим провинциям Советского Союза — Кавказа, Приморья, Урала, Украины, Карпат, Русской платформы, Средней Азии и Казахстана, Сахалина, Камчатки и др. интересных областей.

Довольно оживленно прошли доклады (17 докл.), посвященные третьей проблеме — „Вулканизм и тектоника“, часть которых носила теоретический характер, а другая часть основывалась на наблюдениях конкретных регионов (Кавказ, Сибирь, Карпаты, Прибайкалье и др.).

Совещание наметило пути дальнейшего развития вулканологической науки в СССР.

После заседаний, которые проводились 5 дней, состоялись экскурсии по достопримечательным вулканическим районам Армении. Такое мероприятие Всесоюзного совещания, включающее поездки и общения геологов различных союзных республик в полевых условиях принесло огромную пользу как развитию науки, так и научному росту участников совещания.

Участники совещания побывали на Памбакском хребте и осмотрели щелочные вулканические породы кайнозоя Армении. В Гарни, Гегарде, бассейне оз. Севан осмотрели продукты и аппараты четвертичного вулканизма; в Артике осмотрели знаменитые армянские туфы. Небольшое число делегатов совершило восхождение на г. Арагац для исследования вулканической природы этой горы.

В целях проведения совещания на высоком уровне заранее были опубликованы материалы совещания и богато иллюстрированный путеводитель экскурсий вулканологического совещания.

РЕЗОЛЮЦИЯ

Первого Всесоюзного вулканологического совещания,
созванного Отделением геолого-географических наук АН СССР
и АН Армянской ССР

(23 сентября—2 октября 1959 года)

Изучение вулканизма играет выдающуюся роль как в развитии научных знаний о Земле и космическом пространстве, так и в деле удовлетворения запросов народного хозяйства.

На территории Советского Союза вулканические процессы проявлялись, начиная с древнейших этапов геологической истории Земли до настоящего времени. Вулканогенные образования составляют важнейший элемент в составе сиалической оболочки Земли и определяют многие особенности ее металлогении.

Изучением вулканизма в настоящее время занят ряд научных учреждений АН СССР, Академий наук союзных республик, Министерства геологии и охраны недр СССР и высших учебных заведений.

В результате работ этих учреждений выяснены основные черты современного и древнего вулканизма для многих районов Союза, установлены некоторые закономерности связи рудопроявлений с вулканизмом, получены новые данные по характеру современной гидротермальной деятельности, начаты работы по выяснению глубинного строения земной коры, геотермии, прогнозу вулканических извержений и районированию вулканических областей.

Наметились основные направления вулканологических исследований, к числу которых, в первую очередь, относятся:

1. Изучение закономерностей развития современного и древнего вулканизма на территории СССР методами общей геологии и петрографии, геофизики, геохимии и физико-химии.

2. Выяснение закономерностей образования и размещения полезных ископаемых, связанных с вулканизмом.

3. Изучение геотермического режима Земли и практическое использование глубинного тепла.

4. Прогнозы вулканических извержений и вулканическое районирование, имеющие целью предупреждение населения о грозящей опасности.

5. Изучение вулканизма, как планетарного и космического явления, в частности, вулканизма Луны и планет.

Естественно, что эти проблемы могут успешно разрешаться только при тесном сотрудничестве вулканологов, петрологов, геотектонистов, геофизиков, геохимиков и астрономов.

Совещание отмечает, что, несмотря на успехи, достигнутые в области вулканологических исследований, масштабы научных работ, глубина разработки проблем вулканизма и техническая вооруженность

вулканологов не удовлетворяют требованиям, которые ставит современная геологическая теория и практика.

Совещание постановляет:

По разделу I. Основные проблемы вулканологии

Считать первоочередными задачами разработку следующих проблем вулканологии.

1. Расширение и углубление работ по современному и новейшему вулканизму, поскольку именно эти исследования являются основой и источником для понимания древнего вулканизма и генезиса, связанных с ним полезных ископаемых.

2. Изучение древних и новейших вулканических формаций на территории СССР и закономерностей размещения полезных ископаемых, связанных с вулканизмом. Конечной целью такого изучения должно быть воссоздание истории вулканизма с составлением палеовулканических карт для основных структурных элементов земной коры: платформ, древних геосинклиналей, вулканических дуг и др.

3. Значительное усиление вулканологических исследований в рудоносных районах, а также в областях, где имеется возможность расширить использование в народном хозяйстве глубинного земного тепла и минеральных вод, связанных с вулканами.

4. Развитие теоретической петрографии и геофизики, в особенности в изучении условий зарождения и эволюции магмы и связей вулканических и плутонических процессов.

5. Усиление работ по изучению вулканогенной металлогении геосинклинальных и платформенных областей.

6. Выяснение строения земной коры в районах современной и молодой вулканической деятельности с задачей выявления характера связи вулканизма с тектоникой.

7. Расширение геохимических и геотермических исследований в областях современного и новейшего вулканизма, а также усиление геофизических работ в областях древнего вулканизма.

8. Усиление специальных экспериментальных исследований по моделированию природных процессов, получению синтетических вулканических продуктов и характеристике физических свойств вещества в условиях высоких температур и давлений.

9. Усиление работ по вопросам космического вулканизма солнечной системы, ведущихся в Пулковской обсерватории и Киевском гос. университете.

По разделу II. Методы исследования

Для успешного разрешения перечисленных проблем на современном уровне мировой науки необходима разработка и усиление следующих методов исследований.

1. В областях современного вулканизма необходимо:

а) развитие сейсмических, магнитометрических, гравиметрических и геодезических работ с целью познания физического режима Земли в этих областях. В этой связи требуется разработка автоматической и телеметрической аппаратуры для регистрации динамики вулканических процессов;

б) проведение детальных геотермических исследований буровыми работами в районах современной и новейшей вулканической деятельности с организацией наблюдательных режимных станций;

в) разработка геохимических методик и аппаратуры для детального изучения летучих компонентов магмы и продуктов их реакций с горными породами и водами.

2. В областях древнего вулканизма необходимо разработать методику изучения вулканогенных формаций, методику составления палеовулканических карт, усилить работы по изучению палеомагнетизма и широко применять методики определения абсолютного возраста вулканических пород.

По разделу III. Организационные мероприятия

До настоящего времени исследования по новейшему вулканизму в основном были сосредоточены в учреждениях АН СССР и республиканских академиях, при этом изучение современного вулканизма проводилось Лабораторией вулканологии АН СССР с ее периферическими станциями.

Несмотря на проделанную значительную работу, совещание отмечает, что масштабы исследований не удовлетворяют все возрастающим требованиям и считает необходимым:

1. Просить Президиум АН СССР создать технически оснащенную вулканологическую службу в СССР, вооруженную новейшей геофизической и другой аппаратурой, позволяющей решать проблемы вулканизма на уровне современной мировой науки.

Руководящим центром вулканологической службы должна явиться расширенная и укрепленная материально Лаборатория вулканологии АН СССР с ее специализированными учреждениями, расположенными непосредственно в областях активного вулканизма.

2. Просить Советы Министров Союзных республик—Армении, Грузии, Азербайджана, Украины обеспечить организацию в академиях наук этих республик научных центров—лабораторий вулканологии и геотермии.

3. Просить Президиум АН СССР, Министерство геологии и охраны недр СССР, Главное управление по геологии и охране недр РСФСР организовать в ряде филиалов АН и территориальных геологических управлениях лаборатории, отделы и группы вулканологии, задачей которых будет являться изучение истории вулканизма соответствующих территорий и связанных с ним полезных ископаемых.

4. Координацию работ упомянутых лабораторий и групп поручить Комиссии по древнему вулканизму при Лаборатории вулканологии АН СССР.

5. Для выработки унифицированной классификации и номенклатуры вулканических пород создать комиссию в составе: представителей Лаборатории вулканологии АН СССР, ИГЕМ, ВСЕГЕИ, ИГН Арм. АН, ГИН Груз. АН, МГУ и других организаций, принимавших участие в работе Первого вулканологического совещания.

6. Для обобщения результатов вулканологических исследований не реже, чем один раз в три года, созывать Всесоюзные вулканологические совещания.

Второе Всесоюзное вулканологическое совещание созвать в Петропавловске на Камчатке в 1963 году с проведением экскурсий в районы активных вулканов и современных гидротерм.

7. Для обсуждения отдельных проблем вулканологии ежегодно созывать симпозиумы. Первый симпозиум созвать в марте 1960 года и посвятить его обсуждению проблемы современных паро-гидротермальных процессов и их металлогении.

8. Просить Президиум АН СССР увеличить листаж для Лаборатории вулканологии с выделением соответствующих средств для опубликования трудов Первого Всесоюзного вулканологического совещания.

Поручить Комиссии в составе академика АН АрмССР И. Г. Магакьяна, академика АН Грузинской ССР Г. С. Дзоценидзе, директора Лаборатории вулканологии АН СССР профессора В. И. Влодавца, члена-корреспондента АН СССР Б. И. Пийпа, доктора геолого-минералогических наук Ф. К. Шипулина результаты настоящего совещания довести до сведения ЦК КПСС, ЦК Союзных республик, Президиума АН СССР, Министерства геологии и охраны недр, Госплана и других заинтересованных учреждений и ведомств. Предоставить право Комиссии от имени совещания разработать и внести дополнительные предложения в упомянутых органах по организационным вопросам развития дальнейших вулканологических исследований. Тому же составу комиссии доложить 2-му вулканологическому совещанию результаты реализации настоящей резолюции.

9. Просить Президиум АН АрмССР опубликовать резолюцию совещания и довести ее до сведения широких кругов геологов и других специалистов СССР, связанных с изучением вулканизма.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ի Թ Յ Ո Ի Ն

Միներալոգիա

Բ. Մ. Մելիքսեթյան — Մեղրիի Պլուտոնի ակցեսոր օրթիտի մասին 3

Օգտակար հանածոներ

Գ. Բ. Մեծլումյան — Սվարանցի երկաթի հանքավայրի ծագման մասին 13

Ցեկսոնիկա

Ա. Հ. Գաբրիելյան — էֆուզիվ հրաբխականությունը և տեկտոնիկան 25

Գեոֆիզիկա

Ն. Կ. Կարապետյան — Կովկասի սեյսմոակտիվության մասին 43

Աբխազիազուբյուն

Գ. Ն. Սարգսյան — Հայաստանի հրաբխային լեռնաշխարհի լավային հոսքերի և լավային դաշտերի միկրոօելեֆի պատկերումը տոպոգրաֆիական քարտեզների վրա 59

Գիսական հոսքեր

Ա. Հ. Կարապետյան — Իգնիմորֆիտային տուֆեր Հայաստանի պալեոգենի հրաբխային գոյացումներում 71

Ա. Տ. Ասլանյան — Երկրի մագնիսական դաշտը որպես հարաբերականության էֆեկտ 76

Խրոնիկա

Հ. Գ. Մաղաթյան, Է. Գ. Մալխասյան — Հրաբխականության գծով Համամիութենական առաջին խորհրդակցության արդյունքները 79

Հրաբխականության գծով Համամիութենական առաջին խորհրդակցությունների քննարկումներ 81

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Минералогия

Б. М. Меликсетян — Акцессорный ортит из Мегринского плутона 3

Полезные ископаемые

Г. Б. Межлумян — О генезисе Сваранцского железорудного месторождения 13

Тектоника

А. А. Габриелян — Эффузивный вулканизм и тектоника 25

Геофизика

Н. К. Карапетян—О сейсмичности Кавказа 43

География

Г. Н. Саркисян—Изображение микрорельефа лавовых потоков и лавовых полей Армянского вулканического нагорья на топографических картах 59

Научные заметки

С. Г. Карапетян—Игнимбритовые туфы в палеогеновых вулканогенных образованиях Армении 71

А. Т. Асланян—Магнитное поле Земли как релятивистский эффект 75

Хроника

И. Г. Магакьян, Э. Г. Малхасян—Итоги Первого Всесоюзного вулканологического совещания 79

Резолюция Первого Всесоюзного вулканологического совещания 81

