ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Է. Ա. Խաչատրյան
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ա. Ս. Ֆարամազյան

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դոլուխանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կարապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաքյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեթյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Ա. Ե. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ Է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ.

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук *Э. А. Хачатурян.*
Зам. отв. редактора канд. геол.-мин. наук *А. С. Фарамазян.*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян,* чл.-корр. АН Арм. ССР *А. Б. Багдасарян,* канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян,* канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян,* чл.-корр. АН Арм. ССР *А. А. Габриелян,* канд. геол.-мин наук *Н. И. Долуханова,* докт. техн. наук *Б. К. Карапетян,* докт. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян,* академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян,* канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян,* докт. техн. наук *Г. И. Тер Степанян.*

Ответственный секретарь *Э. С. Ростомова*

ՀՍՍՀ ԳԱ Հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ
Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

АЖС 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 3 том XXVI 1973

СОДЕРЖАНИЕ

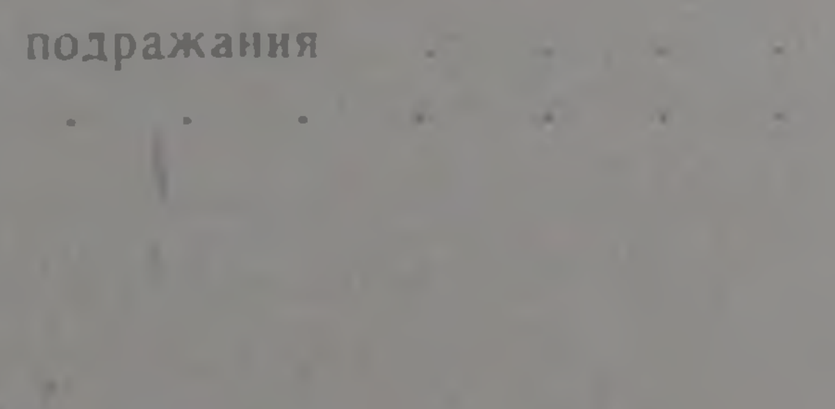
Р. А. Аракелян, Г. Р. Мкртчян, Р. Т. Мириджанян. О стратиграфическом положении и расчленении октемберянской толщи 3
Г. П. Багдасарян, К. И. Карапетян, Р. Х. Гукасян. О стратиграфическом положении и возрасте манычарских лав 10
А. А. Джафаров, Г. С. Ходжабагян. Особенности эндо- и экзоконтактовых метасоматитов в связи с формированием интрузивных комплексов Мегринского плутона 13
С. В. Мартиросян. Некоторые особенности дешифрирования субинтрузивов и других образований в условиях Арпинского синклинория 30
Р. Л. Саркисян. К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения 38
Ц. Г. Акопян, Д. О. Минасян. Стабильность намагниченности некоторых вулканогенных пород Армении по отношению ко времени 46
Г. К. Габриелян. Минерализация речных вод Армянской ССР 54
Р. О. Тер-Минасян. Расход взвешенных наносов селеносных притоков рр. Веди и Памбак и его связь с природными факторами 63
О. А. Азерникова. Режим волнения на озере Севан в навигационный период . 70

Краткие сообщения

А. А. Адамян. Пироксены новейших эффузивных пород некоторых районов Армянской ССР 77
Р. С. Минасян, Д. А. Хачатрян. К методике определения мест фильтрации из водохранилищ методом естественного электрического поля 81

Научная хроника

Г. А. Александрян Пример, достойный подражания 84
Артемий Иванович Месропян 87



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 3 Հատոր XXVI 1973

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ի. Ա. Առաքելյան, Հ. Ի. Մկրտչյան, Ի. Տ. Միրիջանյան. *Հոկտեմբերյանի հաստվածքի շերտագրական դիրքի և ստորաժանման մասին* 3

Գ. Գ. Բաղդասարյան, Կ. Ի. Պետրոսյան, Ի. Խ. Վարդանյան. *Մանիչարի լավաների շերտագրական դիրքի և հասակի մասին* 10

Ա. Ա. Ջաֆարով, Դ. Ս. Խոչաբաղյան. *Մեղրու պլուտոնի ինտրուզիվ կոմպլեքսների ձևավորման հետ կապված էնդո- և էկզոկոնտակտային մետասոմատիտների առանձնահատկությունները* 18

Ս. Վ. Մարտիրոսյան. *Սուբինտրուզիվների և այլ գոյացումների վերծանման որոշ առանձնահատկությունները Արփայի սինկլինորիի պայմաններում* 30

Ի. Հ. Սարգսյան. *Վափանի հանքավայրի կառուցվածքի և հանքայնացման տեղայնացման առանձնահատկությունների հարցի շուրջը* 38

Յ. Գ. Հակոբյան, Յ. Հ. Մինասյան. *Հայաստանի որոշ հրաբխածին ապարների մագնիսականության կայունությունը ժամանակի նկատմամբ* 45

Հ. Կ. Փաբրիելյան. *Հայկական ՍՍՀ գետաջրերի միներալացումը* 51

Ի. Հ. Տեր-Մինասյան. *Վեդի և Փամբակ գետերի սելավաբեր վտակների կախված ջրաբերուկների էլքը և նրա կապը բնական գործոնների հետ* 63

Ս. Ա. Ափերնիկովա. *Ալեկոծության ուժիմը Սևանա լճում նավարկության ժամանակաշրջանում* 70

ՀԱՄԱԼՍՈՂ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ա. Ա. Ադամյան. *Հայկական ՍՍՀ որոշ շրջանների նորագույն էֆուզիվ ապարների պիրոքսենները* 77

Ի. Ս. Մինասյան, Դ. Ա. Խաչատրյան. *Ինական էլեկտրական դաշտի եղանակով ջրամարների ֆիլտրացիայի տեղի որոշման մեթոդիկայի շուրջը* 81

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ

Դ. Ս. Ալեքսանդրյան. *Ընդօրինակման արժանի օրինակ* 84

Արտեմ Իվանի Մեսրոպյան 87

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 3—9, 1973

УДК 551.781

Р. А. АРАКЕЛЯН, Р. Т. МИРИДЖАНЯН, Г. Р. МКРТЧЯН

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ И РАСЧЛЕНЕНИИ ОКТЕМБЕРЯНСКОЙ ТОЛЩИ

Стратиграфической объем и возраст октемберянской толщи различными исследователями понимается различно. Не останавливаясь на данном вопросе [1], отметим лишь, что нами в настоящее время под «собственно октемберянской толщей» принимаются терригенные отложения, залегающие ниже красноцветной толщи (относящейся к нижнему миоцену) Приереванского района, вскрытые скважинами 2р, 5к, 11к, 25к, 42к, 51, 53, 54к и др. и выше терригенно-красноцветных отложений Октемберянского прогиба (относящиеся к верхнему эоцену), вскрытые глубокими скважинами 1оп, 8р, 11р, 18р и др. соответственно на глубинах 2050—2732, 2150—3080, 1993—2892, 1917—2532 *м*.

Ранее октемберянская толща нами расчленялась на три свиты: нижняя—песчано-глинистая, средняя—глинистая и верхняя—глинисто-песчаная. Кроме того, в ее основании выделялась нижняя пестроцветная—пятая свита и в верхней части—первая свита.

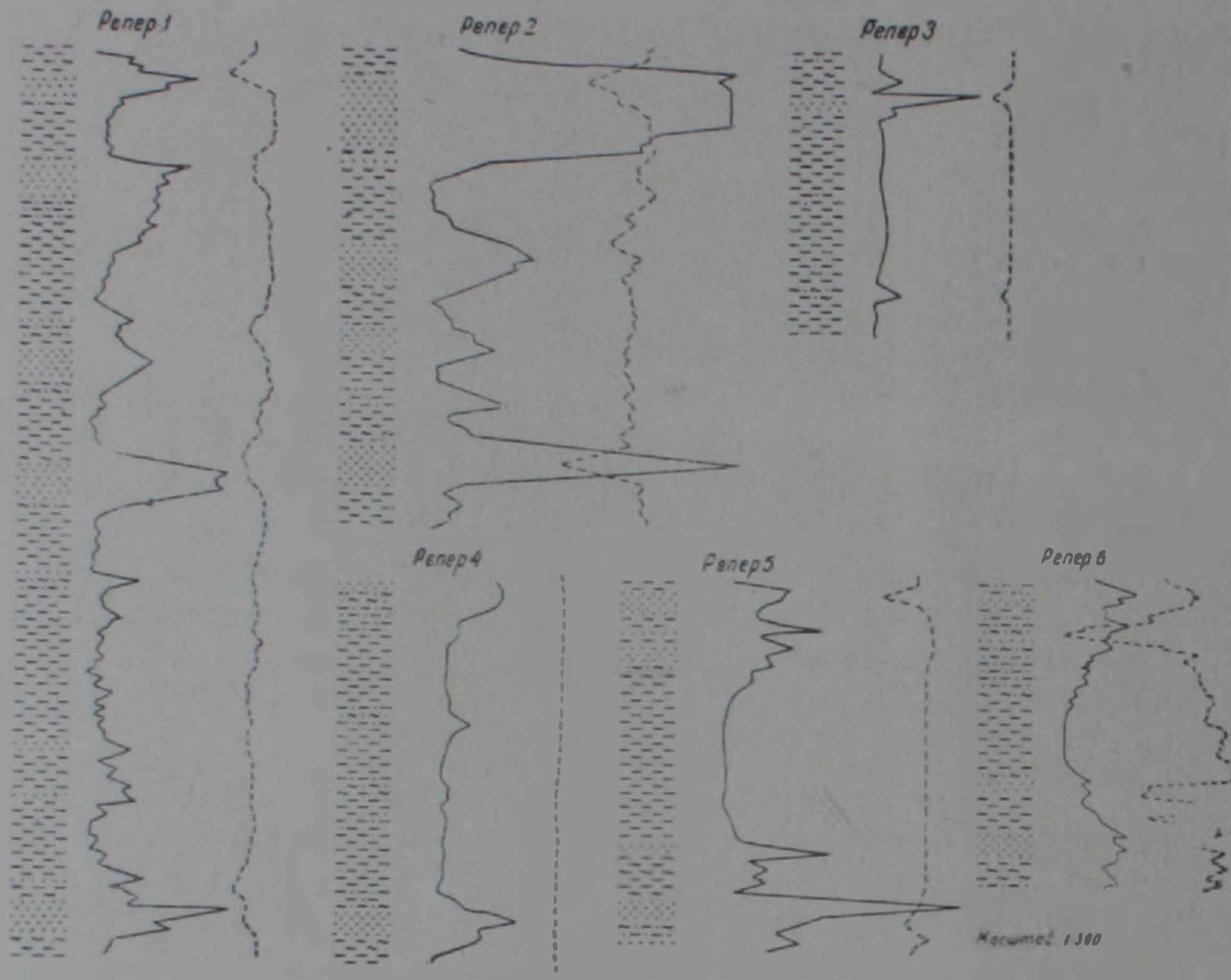
Часть ранее выделенной пятой свиты оказалась самостоятельной толщей, на которой породы октемберянской толщи залегают ингрессивно, с некоторым перерывом в осадконакоплении, а первая свита—объединением различных по возрасту образований, т. е. молодыми подлавовыми отложениями со смешанным, разновозрастным комплексом фауны и местами породами вышележащих миоценовых образований.

В настоящее время вопрос нижней и верхней границ октемберянской толщи, стратиграфические объемы и границы указанных трех свит, которые в своих пограничных частях являются фациально изменчивыми, уточнены (таблица 1, фиг. 1).

Октемберянская толща, относящаяся к молассо-молассоидной формации, широкое распространение имеет в центральной части Армянского нагорья, на юго-западе Армянской ССР и обнажается в бассейне р. Аракс.

Для ее изучения произведены съемочные работы и пробурено более 60 скважин, глубиной от 800 до 4003 *м*.

На основании изучения многочисленных разрезов скважин и подробного комплексного исследования распределения пород, минералов (определения И. Г. Гаспарян и Г. Б. Нисанян) и органических остатков (определения Н. А. Саакян, С. А. Бубикян и П. М. Асланяна), а также геофизических данных удалось октемберянскую толщу подразделить на 9 горизонтов с соответствующим выделением маркирующих горизонтов и реперов, коррелировать разрезы и составить сводный разрез (фиг. 1, 2, табл. 1, 2).



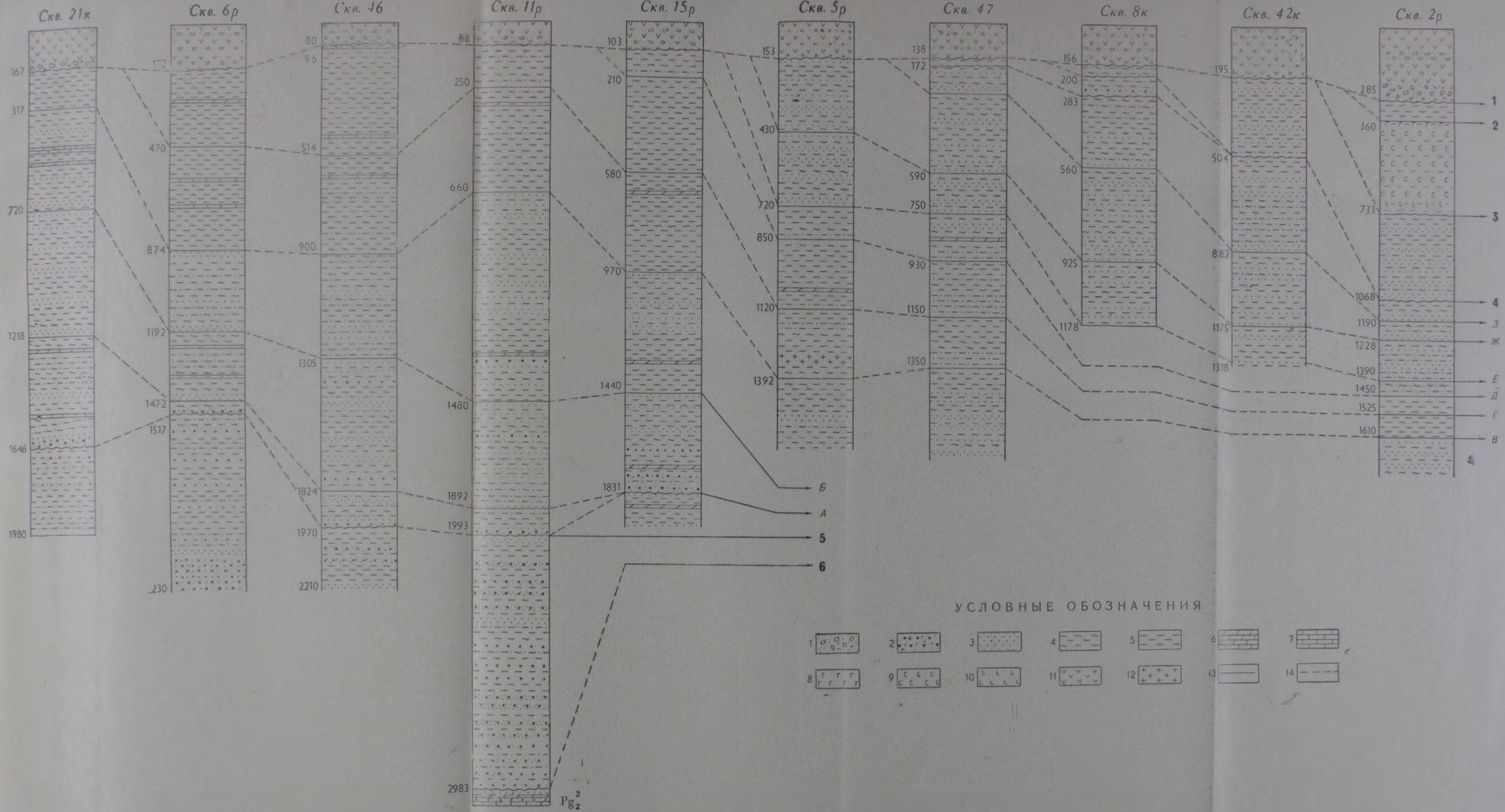
Фиг. 2. Основные реперы октемберянской толщи. Условные обозначения см. фиг. 1.

Наряду с общими чертами сходства эти горизонты имеют самостоятельную литологическую, минералогическую, палеонтологическую и электрокаротажную характеристику.

Границы горизонтов уточнялись двумя способами: количественным составом минералов (выяснилось, что от горизонта к горизонту количество минералов меняется и является функцией, зависящей от условий осадконакопления) и электрокаротажными диаграммами.

Первый горизонт (снизу вверх) представлен глинами, алевролитами, песчаниками серых и зеленых цветов с их различными оттенками. Темные цвета характерны для глин. Встречаются также отдельные прослойки мергелей, известняков, конгломератов и микроконгломератов.

Первый горизонт залегает на типично молассовой, терригенно-красноцветной толще, причем на отдельных участках на ней залегают различные пачки данного горизонта различного литологического состава. В районе скв. 21,27 (Октемберян), 8р (Ахурян) на терригенно-красноцветной толще непосредственно залегают песчаники, а в районе скв. 18р, 1 опорная—конгломераты и нижние пачки этого горизонта отсутствуют. Наибольшую мощность первый горизонт имеет в районе указанных трех скважин (около 400 *м*), в скв. 6р его мощность составляет 50 *м*, в скв. 11р—90 *м*, в скв. 46—160 *м*, в скв. 49—150 *м*, в скв. 18р—60 *м*, в скв. 1оп.—40 *м*, а в скв. 15р—отсутствует.



Фиг. 1. Схема сопоставления основных разрезов октемберянской толщи. 1. Валунно-галечные и озерные отложения. 2. Микроконгломераты и конгломераты. 3. Песчаники. 4. Алевролиты. 5. Глины. 6. Мергели. 7. Известняки. 8. Гипс. 9. Каменная соль. 10. Ангидрит. 11. Андезито-базальты. 12. Интрузивные базальты. 13. Кривая КС. 14. Кривая ПС. Объяснение цифр и букв на схеме. 1. Подошва плиоцен-плейстоценовых отложений. 2. Подошва разданской толщи. 3. Подошва гипсоносно-соленосной толщи. 4. Подошва красноцветной толщи. 5. Подошва октемберянской толщи. 6. Подошва терригенно-красноцветной толщи. Pg_2^2 — средний эоцен. А. Кровля первого горизонта октемберянской толщи. Б. Кровля второго горизонта. В. Кровля третьего горизонта. Г. Кровля четвертого горизонта. Д. Кровля пятого горизонта. Е. Кровля шестого горизонта. Ж. Кровля седьмого горизонта. З. Кровля восьмого горизонта октемберянской толщи.

Как видно из вышеизложенного, к северо-востоку мощность горизонта уменьшается вследствие не только разноамплитудного прогибания отдельных участков во время осадконакопления, но и в результате выпадения из разрезов нижних слоев этого горизонта, что и объясняется ингрессивным залеганием октемберянской толщи на терригенно-красноцветной толще. Ингрессивность ее наблюдается и на Кармрашенском участке, где из образований октемберянской толщи присутствует лишь верхняя часть первого горизонта.

В нижней части первого горизонта и там, где преобладают грубообломочные породы и конгломераты, замечается слабо выраженная косая слоистость, и в этих интервалах разреза пелитовый материал увеличивается в такой закономерности (снизу вверх), которая характерна только для дельтовых образований.

Первый горизонт, по сравнению с вышезалегающим, имеет обедненный состав как органических остатков, так и минералов (табл. 2).

Этот горизонт на кривой каротажа сопротивления (КС) выражается средними кажущегося удельного сопротивления ($\rho_к$) 2—3 *омм* (градиент зонд). Диапазон изменения крайних величин $\rho_к$ небольшой (1—8 *омм*), тем не менее кривая имеет сложный изрезанный вид. В нижней части горизонта на каротажной кривой выделяются несколько участков с более высокими значениями сопротивления, которые особенно наглядно различаются на кривой потенциала зонда. Как ширина, так и амплитуда вышеуказанных аномалий уменьшаются снизу вверх.

Кривая естественной скважинной поляризации (ПС) имеет неспокойный характер, хотя четкие по форме и интенсивные отклонения не наблюдаются.

Породы второго горизонта, несмотря на то, что представлены смешанными сочетаниями песчаников, алевролитов и глин, имеют ясно выраженную слоистость. Эти породы являются типичными образованиями дельтовых областей, подвергнутых прогрессирующей ингрессии и содержат богатый палеонтологический и минералогический комплекс (табл. 2).

Для данного горизонта среднее значение $\rho_к$ составляет 8 *омм*, с диапазоном изменения от 2 до 30 *омм*. На кривой сопротивления выделяются чередующиеся между собой отдельные, довольно мощные пачки пластов, причем в верхней части пласты разделяются более четкими минимумами. Участкам с самым большим значением $\rho_к$ соответствуют микроконгломераты и грубозернистые карбонатные песчаники. Конгломераты выделяются широким шагом колебаний кривой, в то время как аномалии, вызванные песчаниками, имеют узкую ширину и более резкие переходы. Глинам соответствуют значения 2—4 *омм*, а алевролитам—4—6 *омм*.

В этом горизонте амплитуда изменения кривой ПС увеличивается, а отдельные пласты сопровождаются четкими отрицательными аномалиями. Самые большие амплитуды ПС наблюдаются у микроконгломератов и песчаников.

В верхней части горизонта выделяется пачка чередующихся песчаников и алевролитов и частично карбонатных глин.

В пределах этой пачки фиксируется пять весьма четких максимумов $\rho_к$ со значениями до 15 *омм* и разделенными интервалами в 3—4 *омм*. По всему простиранию данного горизонта указанная пачка сохраняет основные черты конфигурации изменения $\rho_к$ и выделяется авторами как репер № 1.

Фациальные изменения октемберянской толщи лучше всего выражены в третьем горизонте. Породы этого горизонта содержат наибольшее количество минералов.

Кратные значения сопротивления колеблются в пределах от 2 до 15 *омм* и имеют среднюю величину около 5 *омм*. Характерным является постепенное уменьшение фоновых значений (снизу вверх). Здесь выделяются две пачки пластов, из которых нижняя состоит из нескольких, чаще разнозначных как по величине, так и по мощности аномалий $\rho_к$ и представлена крупнозернистыми песчаниками и глинами. Верхняя пачка на кривой сопротивления выражается двумя крайними, почти аналогичными участками и представлена песчаниками, микроконгломератами и глинами. Указанные пачки удовлетворяют условиям репера, но верхняя имеет локальное значение, т. к. по мере удаления от района скв. 11, 46, 14р, она переходит в глины и алевролиты, одновременно теряя свою каротажную конфигурацию. Нижняя пачка, несмотря на фациальные изменения, в основном сохраняет форму кривой и выделяется как репер № 2.

Наибольшую карбонатность имеет четвертый горизонт октемберянской толщи. В нижней части этого горизонта песчанистость пород достигает 20%, а в верхней—меньше 5%. В верхней части чередуются карбонатные породы и чистые глины. Количество устойчивых минералов значительно меньше, чем в предыдущем горизонте. Содержание кварца снизу вверх уменьшается и не превышает 2%. Для горизонта характерно большое содержание гиперстена (около 20%). Комплекс фауны горизонта довольно беден, хотя типичен. Сопротивление пород 4-го горизонта колеблется в пределах 2—8 *омм* со средним значением в 3 *омм*. Характерным для этого горизонта является отсутствие более или менее значительного отклонения от среднего значения. Кривая ПС имеет спокойный и однообразный характер.

В пятом горизонте песчанистость пород снизу вверх возрастает от 0 до 15%, а карбонатность, наоборот, уменьшается. Этот горизонт почти не содержит кварца. Для горизонта характерно присутствие большого количества глауконита (около 20%).

Шестой горизонт является самым маломощным (50—180 *м*). Песчанистость увеличивается не только вертикально, но и по простиранию на север и восток до 40%. В тех же направлениях, с уменьшением глинистости уменьшается и мощность горизонта. В скважине 2р она не превышает 50 *м*. Сопротивление пластов изменяется в пределах 3—10 *омм* со средним значением в 4—4,5 *омм*. По характеру кривой горизонт раз-

Таблица 1

Таблица сопоставления горизонтов и реперов октемберянской толщи

Наименование скважин	Мощность горизонтов и реперов октемберянской толщи по скважинам (в *м*)														
	горизонты									реперы					
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	1	2	3	4	5	6
2р (Геран-Совхоз)				1525—1610	1450—1525	1390—1450	1228—1390	1150—1128	1068—1150				1331—1352	1312—1322	1228—1235
5к (Октемб.)									—572—1000						
42к (Октемб.)							1175—1318	882—1175	—504—882						
11к								602—775	—332—602					776—791	
1опр (Октемб.)	2050—2090	1786—2050	1570—1786	1440—1570	1370—1440	966—1370	804—966	548—804	—308—548	1786—1885	1720—1763			804—826	
10к (Октемб.)							588—756	340—588	—118—340				650—685	588—610	476—490
18р(Октемб.)	1854—1917	1530—1854	1260—1530	1115—1260	940—1115	790—940	629—790			1530—1640	1442—1497		687—719	629—644	376—395
9к (Октемб.)						850—965	652—850	333—652	—92—333			934—965	703—740	652—667	508—523
15к (Октемб.)							780—928	446—780	—240—446				830—865	780—799	653—670
48 (Октемб.)						806—923	658—806	308—658	—155—308			956—684	710—750	658—674	504—524
47 (Октемб.)				1150—1350	930—1150	750—930	590—750	280—590	—72—280			900—930	645—686	594—612	434—454
18к (Октемб.)						840—990	632—840	324—632	—85—324				666—706	632—647	472—487
11к (Октемб.)						416—604	233—416	119—232				570—604	262—302	232—250	
8к (Октемб.)							925—1178	560—925	—283—560				1017—1059	925—938	782—800
5р (Октемб.)				1120—1392	850—1120	720—850	430—720	—153—430				818—850	532—579	430—452	283—306
7к (Октемб.)				570—790	325—570	155—325						290—325			
12к (Октемб.)				350—660	192—660										
13к (Октемб.)					300—600	190—300						252—300			
25к (Октемб.)							1042—1266	—980—1042					1121—1168	1042—1056	
24к (Октемб.)							862—1105	510—862					965—999	863—878	740—764
15р (Октемб.)		1440—1831	970—1440	580—970	210—580	—103—210				1440—1600	1254—1330	170—210			
16к (Октемб.)					148—520	—78—148									
17к (Октемб.)					255—730	—68—255						220—255			
40 (Октемб.)				600—1000	205—600	—110—205						162—205			
27р (Октемб.)			890—1590	480—890	—90—480					1590—1720	1418—1485				
12р (Октемб.)				290—705	—95—290										
11р (Октемб.)	1892—1993	1480—1892	660—1480	250—660	—88—250					1480—1615	1310—1395				
7р (Октемб.)			660—1418	250—660	—79—250					1418—1553	1298—1324				
13р (Октемб.)				250—660	—94—250										
49 (Октемб.)	1780—1950	1297—1780	860—1295	490—860	80—490					1295—1473	1163—1230				
46 (Октемб.)	1824—1970	1305—1824	900—1305	514—900	96—514					1305—1495	1160—1240				
14р (Октемб.)	1920—2040	1720—1920	1145—1720	676—1145	236—676					1720—1860	1633—1696	193—236			
23к (Октемб.)				720—1110	350—720							316—350			
6р (Октемб.)	1472—1517	1192—1472	874—1192	470—874	—172—470					1153—1304	1040—1094				
19 (Октемб.)				520—970	—180—520										
8р (Ахурян)	1508—2150	1060—1508	740—1060	340—740	—194—340					1060—1209	931—1010				
26к (Октемберян)				—105—432							713—825				
27к (Октемберян)	1187—1457	712—1187	317—712	174—317						712—842	570—666				
21к (Октемберян)	1218—1646	720—1218	317—720	167—317						720—870	580—684				
20к (Октемберян)		1006—1500	616—1006	260—616	—12—260					1006—1153	860—960				
36к (Октемберян)			384—721							721—865	547—630				
15р (Кармрашен)	1800—2224												820—851	770—790	
54 (Беркашат)			1050—1148	970—1050	900—970	765—900									

Сводный разрез октемберянской толщи

Таблица 2

Литологический состав толщи в %	Горизонты и их мощности в м	Литологический состав горизонтов в %	Карбонатность в %	Количество минералов	Характерные минералы горизонтов в % (до)	Фауна, встреченная в горизонтах
Песчаники — 26, алевролиты — 28, глины — 44, мергели — 0,5, известняки — 0,5, микроконгломераты — 0,5, конгломераты — 0,5	IX 360 м	Песчаники — 25,0 Алевролиты — 50.0 Глины — 25,0	3	32	Фосфаты, кварц, пирит, гематит, пикотит (2), биотит, актинолит, гиперстен, сфен (5), корунд (6), эпидот (57), цоизит (12), хлоритоиды, ангидрит.	Bithynia ventricosa Gray., Unio flabellatus Goldf., U. mactrella Bog., Rhabdcammina sp., Globigerina sp., Herpetocypris achurianica Bub., Ilyiocypris bradyi Sars., I. gibba (Ramdoh). I. ex gr. manasensis., Darwinula schneiderae Suzin, Eucypris sp., фораминиферы (редкие)
	VIII 351 м	Песчаники — 40,0 Алевролиты — 25,0 Глины — 35,0	6	35	Обломки силицита (5), кварц, пирит, гематит (12), магнетит (15), эпидот (78), гиперстен, актинолит, корунд, сфен, пикотит, биотит (15), мусковит (27), оливин, хлоритоиды.	Bithynia ventricosa Gray., Unio flabellatus Goldf., U. sp., U. mactrella Bog., Herpetocypris achurianica Bub., Ilyiocypris bradyi Sars., I. gibba (Ramdoh.), I. ex gr. manasensis, Darwinula schneiderae Suzin, Eucypris sp., фораминиферы (редкие)
	VII 258 м	Песчаники — 25,0 Алевролиты — 24,0 Глины — 50,5 Мергели — 0,5	10	38	Обломки силицита, кварц, пирит, гематит, магнетит, пикотит, эпидот (52), диопсид (9), сфен, корунд, гиперстен, актинолит, биотит, мусковит, оливин, ортит.	Bithynia sp., Barnes sp., Potamides mitrale Eichue., Rhabdammina sp., Herpetocypris achurianica Bub., Candoniella schubinae Mandelstam, Cypris sp. Darwinula schneideras Suzin, D. sp., фораминиферы (редкие)
	VI 180 м	Песчаники — 20,0 Алевролиты — 25,0 Глины — 54,5 Мергели — 0,5	7	41	Обломки силицита, фосфаты, карбонаты, кварц, шарообразные зерна?, барит, целестин, сфен, диопсид (9), оливин (10), гиперстен, актинолит, биотит, мусковит, хлоритоиды, эпидот (52), пирит, пикотит, гематит (18), калиевые полевые шпаты.	Bithynia sp., Barnes sp., Potamides mitrale Eichue., Globigerinoides sp., Globigerina sp., Herpetocypris achurianica Bub., Ilyocypris sp., Darwinula sp., Cypris sp., Candoniella schubinae Manpelstam.
	V 415 м	Песчаники — 10,0 Алевролиты — 20,0 Глины — 68,5 Мергели — 1,0 Известняки — 0,5	12	44	Фосфаты, карбонаты, шарообразные зерна, кварц, барит, целестин, пирит, пикотит, сфен, корунд, оливин, диопсид, гематит, магнетит, гиперстен, актинолит, биотит, мусковит, эпидот (20), хлоритоиды	Bithynia ventricosa Gray., B. sp. n., Melanopsis sp., Unio (Ratudaria) cosmianus Bog. Limnocythere sp. n., Ilyecypris sp., Candoniell sp.
	IV 421 м	Песчаники — 10,0 Алевролиты — 13,5 Глины — 75,0 Мергели — 1,0 Известняки — 0,5	12	45	Фосфаты, карбонаты, шарообразные зерна (10), кварц (2), барит, целестин, сфен, корунд, пирит, пикотит, эпидот (26), гематит (20), циркон, диопсид, гиперстен, (19), биотит, мусковит, актинолит, оливин, хлоритоиды, глауконит (20), золото?	Bithynia ventricosa Gray., B. sp. n., Melanopsis sp., Unio (Rotudaria) cosmianus Bog., U. sp., Limnocythere sp. n., Ilyocypris sp., Herpetvcypris achurianica Bub., Candona sp., Candoniella sp.
	III 382 м	Песчаники — 25,5 Алевролиты — 30,0 Глины — 43,0 Мергели — 0,5 Известняки — 0,5 Микроконгломераты — 0,5	10	55	Фосфаты, карбонаты, калиевые полевые шпаты (14), кварц (7), гранаты, барит, целестин, сфен, корунд, циркон (34), диопсид, авгит, (20), гиперстен, актинолит, биотит, мусковит, эпидот (11), пирит, пикотит, гематит (7), хлоритоиды, халцедон, анатаз.	Bithynia ventricosa Gray., B. sp. n., Melanopsis praemorsa Lamk. forma subraemorsa Bob., Viviparus Senz., V. sp., Unio cosmianus Bod., Globorotalia sp., Radiolaria (Ячеистые), Herpetocynris achurianica Bub., I. ex gr. evidens Mand., Candoniella schubinae Mand., Cypris sp.
	II 446 м	Песчаники — 31,5 Алевролиты — 30,0 Глины — 35,5 Известняки — 0,5 Микроконгломераты — 1,0 Конгломераты — 0,5 Мергели — 1,0	8	48	Обломки силицита, кварц (12), фосфаты, карбонаты, барит, целестин, сфен (2), гранаты, пирит, магнетит, гематит (40), корунд, циркон (50), эпидот (74), авгит (10), диопсид, гиперстен, актинолит, биотит, пикотит, олово-золото?	Bithynia ventricosa Gray., B. sp. n., Melanopsis praemorsa Lamk. forma subraemorsa Bod., Viviparus sp., Unio cosmianus Bod., Globorotalia sp., Rhabdammina sp., Radiolaria (ячеистые), Herpetocypris achurianica Bub., остракоды, фораминиферы (редкие)
	I 400 м	Песчаники — 31,0 Алевролиты — 32,0 Глины — 35,5 Мергели — 0,5 Известняки — 0,5 Микроконгломераты — 1,0 Конгломераты — 3,0	5	27	Карбонаты, фосфаты, кварц (40), пирит, циркон, эпидот (60), гематит (83), пикотит, авгит, актинолит, биотит, мусковит, гранаты, хлоритонды.	Melanopsis buccinoidea Olivar., Pitar sp., Rhabdammina sp., Globigerina (мелкие). Radiolaria (прозрачные), Herpetocypris achurianica Bub., Ilyocypris ex gr. evidens Mand., I. sp. n., Darwinula sp. n., Cypridopsis? sp.

деляется на две части, из которых нижняя имеет среднее значение в *3 омм* и соответствует пачке пластов глин, а верхняя часть выражается средним значением в *7 омм*, соответствующей пачке песчаников, алевритов и глин. Здесь кривая ПС также спокойная. Интересно то, что на присутствие песчаников она почти не реагирует.

В нижней части горизонта выделяется репер № 3. Несмотря на то, что по электрической характеристике этот репер не совсем четко отличается от вмещающей среды, тем не менее его форма довольно выдержанная и хорошо прослеживается во многих скважинах.

В седьмом горизонте по всему простиранию наблюдается ритмичность залегания пород. Значение кривой сопротивления колеблется в пределах от 3 до 15 *омм* со средним значением в 5—6 *омм*. По всей мощности горизонта наблюдается закономерное чередование высокоомных и низкоомных интервалов. ПС имеет четкую дифференциацию. На фоне спокойного поля ПС выделяются хорошо выраженные отдельные минимумы, доходящие до 30 *mv*. В данном горизонте выделяются два интервала со значениями кривой сопротивления в 4 *омм*, ограниченные более высокими срезами. Интервалы сложены глинами и алевролитами. Мощность интервалов колеблется — нижнего 30—40 *м*, а верхнего—10—20 *м*. По простиранию наблюдается постоянство конфигурации кривой низкоомных интервалов. В некоторых случаях границы интервалов сопровождаются интенсивными минимумами ПС. Вышеуказанные интервалы выделяются как реперы № 4 и № 5.

В восьмом горизонте значение кривой сопротивления меняется в пределах 4—15 *омм*, со средним значением в 7 *омм*. Максимумы кривой КС сравнительно узкие и четкие по форме. На кривой сопротивления удалось выделить более или менее выдержанный, по всей площади распространения горизонта интервал, который представляет глинисто-алевролитовую пачку (4 *омм*) с 10—30%-ой песчанистостью, ограниченную песчаниками. Этот интервал выделяется как репер 6.

Девятый горизонт выражен только своей нижней частью (верхняя размыта). Этот горизонт имеет наибольшую мощность в тех местах, где он перекрыт пестроцветной толщей. В этом горизонте содержание алевролитов наивысшее (около 50%). Кривая сопротивления имеет значение 2—8 *омм*, со средним значением в 5 *омм*. Характерными являются малые амплитуды изменения и изрезанность кривой. В отличие от КС, ПС выражается наличием отдельных четких минимумов, спокойным фоном.

В ряде скважин, в одном месте под красноцветом (скв. 8к, 24к и т. д.), в другом—под отложениями плиоцен-плейстоцена встречаются маломощные образования, которые имеют своеобразную электрокаротажную, литологическую и гидрогеологическую характеристику и содержат остатки свойственной октемберянской толще фауны плохой сохранности. Переотложенность этих образований не вызывает сомнения. В этих образованиях не встречается фауна, свойственная первому и второму горизонтам, что и позволяет сделать вывод о том, что в октемберянской

толще эти два горизонта не подвергались размыву. Это важно отметить, ибо в III-ем горизонте отмечалось газопроявление.

На площадях скв. 11к, 42к, 5к и др. непосредственно над октемберянской толщей залегают красноцветные отложения, которые в свою очередь перекрываются гипсоносно-соленосной толщей.

Октемберянская толща подвергалась размыву, причем в области распространения красноцветной толщи сравнительно меньше, а на площадях скв .21к, 27к, 8р и 15р (Кармрашен)—наибольшему размыву, что ясно наблюдается при сопоставлении разрезов вышеуказанных скважин и скв. 6р, 23, 24, (табл. 1).

Мощность октемберянской толщи на восток и северо-восток уменьшается вследствие выклинивания и размыва, что хорошо видно при сопоставлении разрезов скв. 46, 47, 42, 2р, 5р (Маркара) и скв. 47, 32р, 4р (Лукашин). Мощность перекрывающей красноцветной толщи данной территории остается постоянной, не считая уменьшения ее вследствие размыва, так что между октемберянской и красноцветной толщами существует хотя и кратковременный, но межформационный перерыв.

Изучение состава обломков пород октемберянской толщи показывает, что толща образовалась за счет размыва осадочных и эффузивных пород области сноса. В составе обломков красноцветной толщи присутствуют также обломки метаморфических и интрузивных пород, которые говорят не только о перерыве между этими толщами, но и о наличии другой области сноса.

К общей характеристике изучаемой толщи надо отметить еще и то, что повсюду песчанистость, наряду с уменьшением мощности, увеличивается с запада на восток и северо-восток .В том же направлении уменьшаются глинистость и карбонатность .Песчаники, глины, алевролиты и известняки представлены всевозможными переходами и сочетаниями. Песчаники в основном полимиктовые, обыкновенно имеют псаммитовую и алевропсаммитовую структуры. Для них характерен смешанный цемент, однако встречаются песчаники с исключительно карбонатным цементом ($CaCO_3$). Зерна песчаников имеют различные размеры и различно окатаны.

Глинистые минералы представлены следующей ассоциацией: каолинит-хлорит-гидрослюда-монтмориллонит. Основным породообразующим минералом является монтмориллонит, остальные являются примесями.

В толще в среднем преобладают глины, алевролиты занимают второе место, песчаники—третье. В небольшом количестве встречаются микроконгломераты, мергели и известняки. Всюду, снизу до середины толщи, карбонатность и глинистость разрезов в среднем возрастают, выше начинают убывать.

Вышеуказанное позволяет говорить о том, что октемберянская толща является результатом единого цикла осадконакопления, состоящего из трансгрессивного и регрессивного подциклов; имеет максимальную мощность около 3200 *м*. Она образовалась в слабо восстановитель-

ной геохимической среде, содержит фауну бассейна непормальной солености, расчленяется на 9 самостоятельных горизонтов.

Обращаясь к возрасту октемберянской толщи, пока можно считать доказанным следующее: без сомнения, она моложе терригенно-красноцветной толщи Октемберянского прогиба, датированного верхним эоценом, и древнее приереванской красноцветной толщи, относящейся к нижнему миоцену.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 24.III.1972.

Ю. А. АРАКЕЛЯН, Д. Ю. МКРТЧЯН, Ю. Т. МЕЛИКЯНЯН

ՀՈԿՏԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՀԱՍՏՎԱԾՔԻ ՇԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ ԴԻՐՔԻ ԵՎ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Սույն հոդվածում շարադրված է հեղինակների կողմից կատարված երկարամյա ուսումնասիրությունների արդյունքներից մի քանիսը։

Հեղինակները, հիմք ընդունելով Հոկտեմբերյանի հաստվածքի վերաբերյալ հավաքված երկրաբանական ու գեոֆիզիկական տվյալները, ճշգրտել են հաստվածքի շերտագրական ծավալն ու դիրքը, ստորաբաժանել են այն 9 հորիզոնների և հորիզոններին համապատասխան առանձնացրել են հենաշերտեր ու հենամակերեսներ, ինչպես նաև կազմել են հաստվածքի ամփոփիչ կտրվածքը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аракелян Р. А. Мелик-Бархударов К. Б., Толмачевский А. А., Тащян А. А.* Перспективы нефтегазоносности олигоценовых и миоценовых отложений Армении и дальнейшее направление геолого-разведочных работ. Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, № 3, 1967.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 10—17, 1973

УДК 551.782

Г. П. БАГДАСАРЯН, К. И. КАРАПЕТЯН, Р. Х. ГУКАСЯН

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ И ВОЗРАСТЕ МАНЫЧАРСКИХ ЛАВ

Стратиграфические и, особенно, возрастные определения новейших вулканических пород в условиях Армении связаны со значительными трудностями и понятно, что мнения исследователей по этим вопросам очень часто расходятся. Надо, однако, оговориться, что разноречивость взглядов, в основном, касается определений свит, комплексов и т. п. внутри образований одного (неогенового или четвертичного) возраста.

Выделение четвертичных вулканитов, отделение их от ранних, в том числе неогеновых, образований, впервые наиболее аргументированно выполненное К. Н. Паффенгольцем [16], остается в большинстве случаев бесспорным. Согласно известной схеме К. Н. Паффенгольца четвертичный (по современным представлениям верхнеплиоцен-четвертичный) вулканический цикл начинается с извержения лав типа А в предгюнцское время. К наиболее обширным покровам этого времени К. Н. Паффенгольц [16, 17] относит т. н. лавы манычарского типа или манычарские лавы, развитые на восточных склонах и периферии Гегамского нагорья. Вслед за К. Н. Паффенгольцем этого или близкого взгляда (конец верхнего плиоцена—четвертичный) придерживаются и последующие исследователи новейшей геологии бассейна оз. Севан и Армянской ССР вообще [7, 13, 8, 9, 14, 5, 18, 6, 1 и др.]; исключение составляет точка зрения А. Т. Асланяна [2, 3], который считает манычарские лавы верхнеплиоценовыми.

Такого же мнения был и К. И. Карапетян [10]; однако проведенные им детальные работы по стратиграфии и тектонике вулканических пород Гегамского нагорья, а также совместный осмотр обнажений манычарских лав авторами, навели на мысль об их более древнем, доверхнеплиоценовом, возрасте. Определение абсолютного возраста манычарских и перекрывающих их лав, выполненное в Лаборатории ядерной геохронологии ИГН АН Арм. ССР (руководитель Г. П. Багдасарян), подтвердило это предположение.

Манычарские лавы покрывают восточные склоны Гегамского нагорья от водораздела вплоть до берегов оз. Севан, занимая площадь свыше 200 *кв.км*. Покров лав слагается из отдельных (иногда 3—4) потоков, общая мощность которых редко превосходит 30—35 *м*. Лавы представлены темно-серыми андезитами и, частично, андезито-базальтами преимущественно пилотакситовой структуры, содержащими вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена. В поле они хорошо отличаются от

более поздних вулканитов высоким содержанием фенокристаллов (30—35%) и их относительно крупными (до 3 *мм*) размерами.

На всей площади развития манычарские лавы дислоцированы. При общем падении на восток, в сторону оз. Севан, лавы образуют относительно небольшие и нередко расплывчатые брахискладки, выраженные в рельефе куполами, валами, впадинами и т. д. Протягиваются структуры преимущественно в близмеридиональном и северо-западном направлениях; наиболее крупная из них (2,5×1,5 *км*) —Манычарская впадина. В междуречье Куку-Грыдзор складки более отчетливы, выдержаны и уже линейны, с простиранием 310—320°. Кроме того, манычарские лавы по субмеридиональной Голиглухской (Гехаркунякской, Кюзаджикской) системе разломов смещены, местами с амплитудой до 200 *м* [15].

Манычарские лавы налегают на образования среднеплиоценовой вулканогенно-обломочной гегамской свиты и перекрывающий ее трахиандезитовый комплекс, а на побережье оз. Севан—и на миоценовые и нижнеплиоценовые осадочные отложения; в свою очередь они перекрываются четвертичными андезито-базальтами, андезитами и базальтами. Таково в общих чертах стратиграфическое положение манычарских лав.

Для выяснения более конкретного положения и определения возраста манычарских лав, решающее значение имеет их взаимоотношение с долеритовыми базальтами, развитыми в районе гор. Камо. Необходимо подчеркнуть, что обычно эти базальты также относят к манычарскому типу; выделены они фактически только на карте С. В. Мартиросяна.

Долеритовые базальты слагают два небольших поля—останца некогда единого покрова; первый, более крупный (до 15 *кв.км*), расположен к северо-западу от гор. Камо, второй (около 4 *кв.км*) находится восточнее того же города и протягивается по обоим берегам нижнего течения р. Гаварагет до с. Арцвакар (Кишлаг).

Базальты выражены единым лавовым потоком мощностью от 0,7 до 3—4 *м*; они также дислоцированы, но в отличие от манычарских лав подвержены только разрывным нарушениям Голиглухской системы. На северо-западном участке базальты подчинены общему наклону склона нагорья, а на отрезке гор. Камо—с. Арцвакар залегают почти горизонтально.

Долеритовые базальты представлены серой, местами темно-серой, афанитового облика породой, состоящей из плагиоклаза, оливина, клинопироксена, рудного минерала и, порою, очень незначительного количества стекла. Петрографически и химически эти породы составляют полную аналогию долеритовым базальтам Приереванского района, что видно уже из первой характеристики Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [12], называющего их «гефрито-базальтами».

Непосредственное взаимоотношение манычарских лав и долеритовых базальтов наблюдается на обоих уже отмеченных участках: на северо-западном участке это район высот 2077,5 *м* и 2072,7 *м*, на втором— у с. Арцвакар.

1. В первом пункте, представляющем небольшое и пологое сводовое поднятие, долеритовые базальты обтекают указанные высоты, сложенные манычарскими лавами и плиоценовыми базальтами, и выходят на более пологий склон нагорья, откуда, уширяясь в плане, протягиваются к юго-востоку, в сторону гор. Камо. С севера и запада базальты перекрываются позднечетвертичными лавами вулканов Ератумберской группы.

2. Еще более отчетливо взаимоотношение манычарских лав и долеритовых базальтов видно у с. Арцвакар, около сельского кладбища.

Селение Арцвакар расположено во впадине, открытой на север, в сторону р. Гаварагет; склоны амфитеатра с запада и юга выражены высокими (до 70 *м*) обнажениями манычарских лав, а с юго-востока и востока—осадочными отложениями нижнего плиоцена и миоцена. С юго-запада, прорезая амфитеатр, к с. Арцвакар и его кладбищу подходит короткое (около 600 *м*) и достаточно глубокое сухое ущелье северо-восточного стока, по которому проложена проселочная дорога, отходящая от первого большого серпантина магистрали Камо-Мартуни.

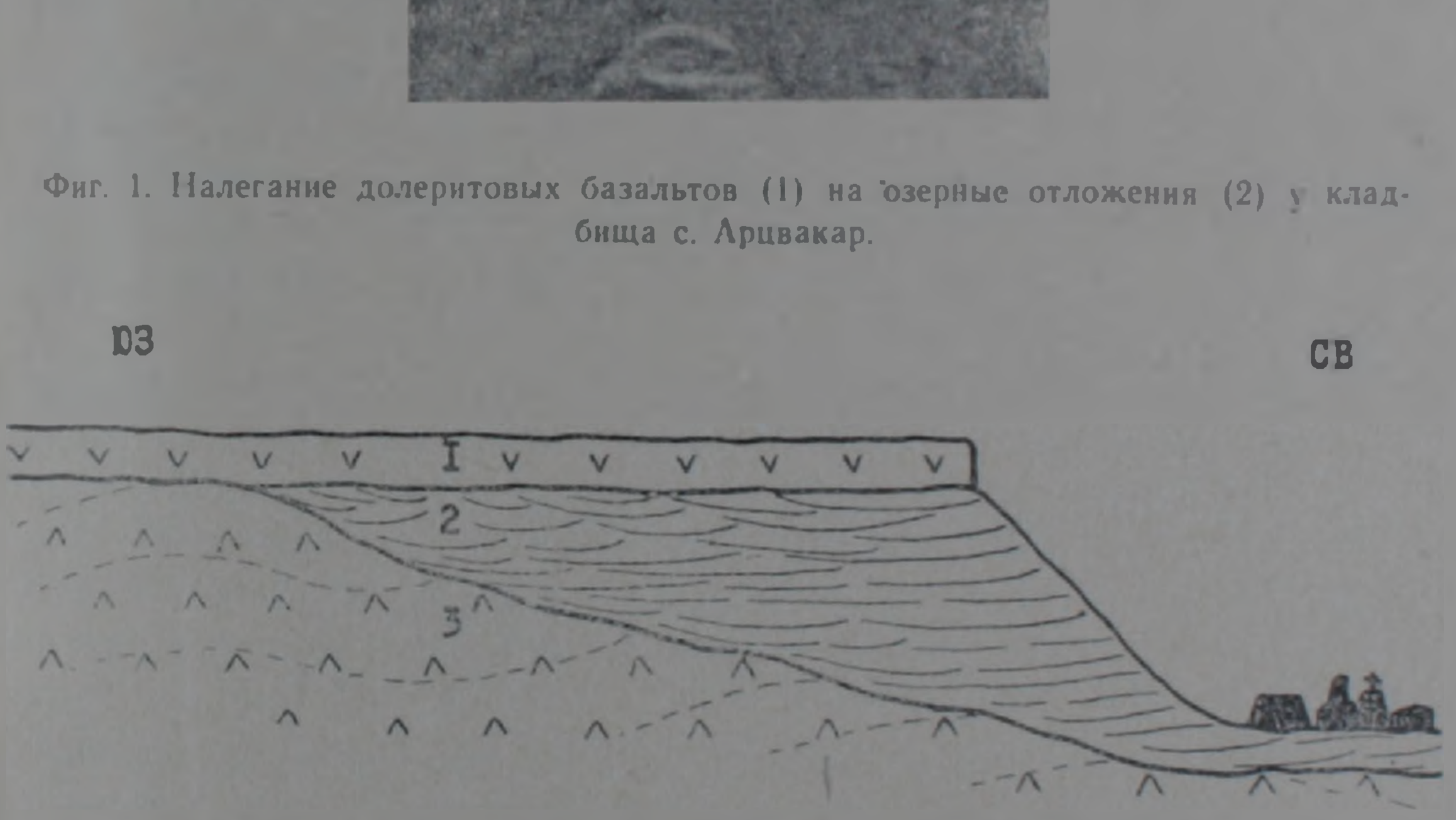
Арцвакарское ущелье врезано в потоки манычарских лав видимой мощностью до 50—60 *м*. Правый борт ущелья довольно резко переходит во всхолмленную равнину—поверхность манычарских лав, которые отсюда протягиваются далеко на юг, до окрестностей с. Еранос. Левый борт венчается долеритовыми базальтами, совершенно выравнявшими участок, ограниченный проселочной дорогой, р. Гаварагет (с севера), гор. Камо и с. Арцвакар. Базальты в этом месте образуют сплошной покров и только над западной окраиной с. Арцвакар, упираясь в небольшой холм, сложенный манычарскими лавами, разветвляются на два коротких языка—северный и северо-восточный.

В месте нависания окончности северо-восточного языка над Арцвакарским кладбищем хорошо видно как базальты налегают на прибрежно-озерные отложения, мощность которых здесь составляет 10—12 *м* (фиг. 1).

Озерные отложения представлены косослоистыми и местами перекрестно-волнистыми песками со значительным содержанием вулканического материала. В песках встречаются слои и прослои гравия и гальки алевролитов и слой черного вулканического пепла. Надо отметить, что галька и гравий выражены главным образом манычарскими лавами.

Низы озерных отложений уходят непосредственно под кладбище, где перекрывают манычарские лавы. Поверхность последних к юго-западу поднимается, озерные отложения из перекрывающих становятся прислоненными и постепенно выклиниваются, и буквально в нескольких десятках метров от кладбища манычарские лавы уже вступают в непосредственный контакт с перекрывающими их долеритовыми базальтами (фиг. 2). Налегание базальтов на манычарские лавы прослеживается от этой точки вверх по ущелью, вплоть до его начала. Далее, уже по указанному серпантину, лавы расходятся, отступая к северу (базальты) и к югу (манычарские лавы), причем первые вновь перекрывают осадочные образования того-же, но более полного и мощного «кладбищенского»

Фиг. 1. Налегание долеритовых базальтов (1) на озерные отложения (2) у кладбища с. Арцвакар.



Фиг. 2. Взаимоотношение долеритовых базальтов (1), озерных отложений (2) и манычарских лав (3). Схематическая зарисовка левого борта устья Арцвакарского ущелья

разреза. Осадочные образования, вместе с долеритовыми базальтами с запада, по границе с Гаварагетской впадиной, оборваны сбросом.

Около с. Арцвакар, кроме непосредственного взаимоотношения манычарских лав и долеритовых базальтов, выясняются и некоторые другие обстоятельства, имеющие прямое отношение к нашей теме. Окружающие высокие обнажения манычарских лав в этом месте никогда не перекрывались водами озера и отмечают его береговую линию, точнее границу залива, занимающего место селения. Кроме того, подробный осмотр показал, что все эти возвышенности имеют, в основном, текто-

ническое, складчатое происхождение; здесь манычарские лавы образуют складки меридионального и северо-восточного направления. Эти данные, а также факт разветвления близгоризонтально залегающих долеритовых базальтов на два языка, говорят о том, что складчатость в этом месте была завершена уже до поднятия уровня озера и, конечно же, до излияния долеритовых лав.

Приведенные выше стратиграфические, тектонические и петрографические данные, таким образом, позволяют выделить долеритовые базальты из комплекса манычарских лав в самостоятельную единицу и с бесспорностью указывают на их относительно молодой возраст.

* * *

Для определения абсолютного возраста манычарских лав и перекрывающих их долеритовых базальтов авторами были отобраны характерные пробы из окрестностей гор. Камо и к югу от него.

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста манычарских лав и долеритовых базальтов

№ обр.	Содерж. калия в %	K^{40} г/г 10^{-6}	% радиогенного Ar^{40}	Ar^{40} $см^3/г$ 10^{-6}	Ar^{40} г/г 10^{-9}	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10^{-3}	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
БК—2072	2,95	3,60	9,90	0,21	0,42	0,12	2,2	2,25±0,5
	2,95	3,60	34,6	0,25	0,455	0,13	2,3	
КК—1132	2,27	2,77	12,7	0,19	0,342	0,12	2,26	2,55±0,35
	2,27	2,77	14,3	0,26	0,47	0,17	3,1	
	2,27	2,77	6,7	0,204	0,366	0,13	2,3	
КК—1133	2,97	3,62	16,7	0,286	0,51	0,40	2,5	2,2±0,3
	2,97	3,62	18,0	0,21	0,38	0,105	1,9	
БК—2073	1,27	1,55	10,3	0,115	0,206	0,133	2,36	2,25
	1,27	1,55	18,0	0,101	0,187	0,121	2,20	
	1,27	1,55	7,5	0,104	0,187	0,121	2,25	

Примечание. Обр. БК—2072—манычарская лава, северная окр. с. Кармир-гюх; обр. КК—1132—манычарская лава, г. Башкенд; обр. КК—1133—манычарская лава, вост. с. Гехаркуник, в 0,4 *км*; обр. БК—2073—долеритовый базальт, южн. окр. гор. Камо.

Результаты определения абсолютного возраста, приведенные в табл. 1, показывают фактическую одновозрастность манычарских лав и долеритовых базальтов. Промежуток времени между извержениями тех и других, радиологически в числовых данных не выражается из-за ничтожного содержания в новейших вулканитах радиогенного аргона, не поддающегося более прецизионному измерению в имеющихся у нас масс-спектрометрах МИ-1301 и МИ-1305. Все же полученные результаты представляют несомненный интерес уже хотя-бы потому, что указывают на неогеновый, точнее—плиоценовый возраст манычарских лав и долеритовых базальтов.

Более конкретные определения возраста затруднительны по ряду причин, к которым, в первую очередь, помимо указанной, относится и пока недостаточно уточненная в абсолютном летоисчислении граница между плиоценом и четвертичным периодом. Такие датировки во многом ориентировочны и основаны на следующем.

Данные абсолютного возраста базальтов окрестностей гор. Камо показали, что они являются не только петрографическим, но и возрастным аналогом верхнеплиоценовых долеритовых базальтов Приереванского района [4]. Помимо этого, как отмечалось, манычарские лавы перекрывают породы трахиандезитовой формации, которые в свою очередь налегают на образования гегамской свиты, абсолютный возраст которых колеблется в границах 4,25—6,0 *млн.* лет [4]. Исходя из этих данных, а также учитывая перерыв между извержениями манычарских лав и долеритовых базальтов, выраженный в складчатой деформации первых и поднятии уровня озера, можно предположить, что манычарские лавы изливались в конце среднего плиоцена или на границе среднего и верхнего плиоцена.

* * *

В заключение необходимо остановиться на некоторых вопросах, возникающих в связи с изложенным.

Неогеновый возраст манычарских лав и их взаимоотношение с долеритовыми базальтами дают основание несколько иначе представить историю новейшего вулканизма Гегамского нагорья.

Получается, что извержения манычарских лав знаменуют не начало верхнеплиоцен-четвертичного вулканического цикла, как это обыкновенно считалось, а происходили в завершающую стадию предыдущего, среднеплиоценового (а возможно, даже нижне-среднеплиоценового) цикла. Верхнеплиоцен-четвертичный вулканический цикл в районе исследования начинается с излияния долеритовых базальтов, а если рассматривать нагорье в целом, чуть позже—с извержения пород липаритовой формации. Эти последние эруптированы куполами водораздела (Спитакасар, Гехасар) и западной периферии Гегамского нагорья (Атис, Фонтан и др.) и перекрывают все перечисленные в статье неогеновые вулканиты, в том числе и долеритовые базальты Приереванского района.

По данным К. И. Карапетяна [11], как долеритовые базальты, так и липаритовые породы на Армянском нагорье и в прилегающих областях отмечают начало верхнеплиоцен-четвертичного вулканического цикла. Только липариты извергались центрами Северной вулканической дуги (куда входит и Гегамское нагорье), а долеритовые базальты принадлежат трещинным вулканам, связанным с Транскавказской и, может быть, частично с другими менее значительными поперечными структурами; долеритовые базальты окрестностей гор. Камо являются, если так можно выразиться, «инородными», непосредственно не связанными с вулканизмом собственно Гегамской вулканической области.

Помимо сказанного, надо добавить и следующее. Для района иссле-

дования характерно непосредственное взаимоотношение гегамской свиты, трахиандезитовой формации, манычарских лав, долеритовых базальтов и четвертичных вулканитов с разного рода осадочными отложениями; считается [13, 14], что весь этот комплекс, объединяемый часто в т. н. «сарыкаинскую толщу», образовался в промежутке времени от верхнего миоцена до голоцена включительно. Наиболее детально эта толща была исследована Е. Е. Милановским [13, 14], выделившим в ней восемь свит озерных, аллювиально-пролювиальных и вулканических свит и давшим их несколько ориентировочную датировку. В свете новых данных, приведенных в статье, стратиграфическое положение и, особенно, возраст некоторых свит, требуют пересмотра и уточнения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28.XI.1972.

Գ. Պ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

ՄԱՆԻՉԱՐԻ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ՇԵՐՏԱԳՐԱԿԱՆ ԴԻՐՔԻ ԵՎ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Մանիչարի լավաները, որոնք զգալի տարածում ունեն Սևանա լճի արևմտյան ափերին, նախորդ հետազոտողների տվյալներով վերագրվում են ստորին չորրորդական հասակին։

Հեղինակների կողմից կատարված մանրամասն երկրաբանական և ռադիոգեոխրոնոլոգիական հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ նշված լավաներն առաջացել են միջին պլիոցենի վերջում կամ միջին և վերին պլիոցենի սահմանում։

Ստացված նոր տվյալները զգալի փոփոխություն են մտցնում վերոհիշյալ շրջանի հրաբխային առաջացումների հասակային փոխհարաբերության մեջ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амарян В. М.* Четвертичная система. Вулканические образования. В кн. «Геология СССР» т. XLIII, Армянская ССР. «Недра», М., 1970.
2. *Асланян А. Т.* Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. трудов ЕрПИ, Геология и горное дело, № 8, 1954.
3. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. «Айпетрат» ,Ереван, 1958.
4. *Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Аветисян В. А., Дургарян В. А.* О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований бассейна среднего течения р. Раздан по геологическим и радиогеохронологическим исследованиям. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1971.
5. *Бальян С. П.* Гегамское нагорье. В кн. «Геология Армянской ССР», т 1., Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
6. *Бальян С. П., Бошнагян П. С.* Палеогеография и некоторые вопросы гидрогеоло-

гии бассейна оз. Севан. В кн. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

7. *Варданянц Л. А.* Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
8. *Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е.* К вопросу о статиграфии четвертичных лав Малого Кавказа Сб. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». Изд. МОИП, 1953.
9. *Габриелян А. А., Асратян В. П., Назарян А. Е.* К стратиграфии и тектонике сарыканнской толщи бассейна озера Севан. Сб. научн. трудов ЕрПИ. Геология и горное дело, № 8, 1954.
10. *Карапетян К. И.* Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». «Наука», М., 1960.
11. *Карапетян К. И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
12. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. I. Изд. АН СССР и УВХ ССР Армении, 1929.
13. *Милановский Е. Е.* Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Известия АН СССР, серия геолог., № 4, 1952.
14. *Милановский Е. Е.* История формирования Севанской впадины в свете представлений о неотектонике Малого Кавказа. Тр. IV Конф. по изучению Кавказа и Закавказья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
15. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюлл. МОИП, отд геологии, т. XXXV (5), 1960.
16. *Паффенгольц К. Н.* Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. ВМО, т. 60, вып. II, 1931.
17. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн оз. Гокча (Севан). Тр. ВГРО, т. 19, вып. 2, 1934.
18. *Ширинян К. Г.* Антропогеновый вулканизм Армении. В кн. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1962.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 18—29, 1973

УДК 552.16.1

А. А. ДЖАФАРОВ, Г. С. ХОДЖАБАГЯН

ОСОБЕННОСТИ ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

Внедрившаяся интрузия Мегринского плутона оказала значительное воздействие на вмещающие породы, образуя вокруг нее контактовые ореолы, мощностью от нескольких метров до нескольких километров. Эти ореолы характеризуются большим разнообразием входящих в них пород и минеральных ассоциаций.

На основании детальных исследований нами сделана попытка подразделить в Мегринском плутоне контактово-метасоматические породы на четыре формации (табл. 1), приняв при этом в основу этапы метасоматизма и типы петрогенических процессов, предложенные Д. С. Коржинским [3] и В. А. Жариковым [1].

I. Формация роговиков и доскарновых метасоматитов.

II. Формация послемагматической стадии метасоматитов.

III. Формация известковых скарнов.

IV. Формация низкотемпературных метасоматитов.

Формация контактовых роговиков и доскарновых метасоматитов принадлежит магматической и ранней послемагматической стадии метаморфизма Д. С. Коржинского [3], когда процесс идет, в основном, в условиях консолидированного массива. В это же время в узкой зоне непосредственного контакта интрузии при взаимодействии расплава с вмещающими породами образуются также гибридно-метасоматические породы. Породы формации известковых скарнов являются продуктами среднетемпературных условий послемагматической стадии, но при условии интенсивного развития трещиноватости. Породы формации низкотемпературных метасоматитов образуются в условиях умеренных температур.

Породы формаций являются результатом ранней стадии щелочного и кислотного, а также позднещелочного метасоматизма (табл. 1). В пределах указанных формаций выделяются различные минеральные фации метасоматических пород, согласно определению В. А. Жарикова [2], как совокупность парагенезисов, образованных в определенных физико-химических условиях, т. е. при определенных температурах, давлении (глубинности), в ряду подвижности компонентов и активности вполне подвижных компонентов в растворах.

Таблица 1

Схема классификации пород контактового ореола интрузии Мегринского плутона

Стадия метаморфизма и метасоматизма	Формация		Фация метасоматитов	
			ранняя стадия метасоматизма	кислотная стадия метасоматизма
МАГМАТИЧЕСКАЯ	I. Контактовых роговиков и высокотемпературных метасоматитов	Экзоконтакт	Пироксеновые роговики Пл-Мг-Пр роговики Плагиоклаз-пироксен-амфиболовые роговики Плагиоклаз-амфиболовые роговики Амфиболовые роговики Существенно амфиболовые сланцы Плагиоклаз-амфиболовые сланцы Пироксен-карбонатные сланцы Плагиоклаз-эпидот-актинолитовые сланцы Плагиоклаз-эпидотовые сланцы	Кварц-плагиоклазовые роговики Кварц-плагиоказ-амфиболовые роговики Кварц-биотитовые сланцы Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы Кварц-актинолитовые сланцы Кварц-плагиоклаз-амфибол-биотитовые сланцы
		Эндоконтакт	Пироксен-гранатовые и альбит-ортоклаз-биотитовые ороговикованные интрузивные породы (габбро-сиениты и основные породы) Контактово-измененные габбро	Кварц-плагиоклазовые рассланцованные, иногда интенсивно катаклазированные и измененные интрузивные породы
ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ	II. Послемагматической стадии метасоматитов	Экзоконтакт	Плагиоклаз-биотит-пироксеновые породы Плагиоклаз-амфибол-эпидотовые породы Пироксен карбонатовые породы Альбит-кальцитовые породы Существенно амфиболиты Аподиабазовые амфиболиты	Грейзены и грейзенизированные порфириты Вторичные кварциты Кварц-биотит-амфиболовые породы Кварц-амфиболовые породы Кварц-актинолитовые породы Кварц-актинолит-карбонатозые породы Гранофиры и плагиогранит-порфиры Нацело окремненные эффузивные породы
		Эндоконтакт	Мигматиты за счет сиенитов и нефелиновых сиенитов Интенсивно катаклазированные и метаморфизованные габбро, ортоклазовое габбро, габбро-сиениты и сиениты Грейзенизированные габброидные породы	Кварц-эпидотовые породы за счет интрузии Кварц-амфиболовые породы за счет габбро
	III. Известковых скарнов	Экзоконтакт	Гранат-пироксеновые скарны и скарноиды Мраморизованные известняки	Кварц-карбонатовые породы Окремненные карбонатовые породы Окремненные доломит-кальцитовые породы Окремненные доломитовые породы Карбонат-лимонитовые породы Лимонитизированные карбонат-кремнистые породы Серицит-карбонатовые породы
	IV. Низкотемпературных метасоматитов	Экзоконтакт	Поздняя стадия щелочного метасоматизма	
			Эпидозиты	Кварц-эпидотовые породы Кварц-эпидотовые породы Кварц-хлорит-карбонатовые породы
		Эндоконтакт	Эпидотизированные интрузивные породы	Окварцованные и эпидотизированные породы

Породы магматической стадии метасоматизма

1. Формация контактовых роговиков и высокотемпе ратурных метасоматитов, как видно из табл. I, представлена роговиками и сланцами.

Роговики образуют обычно локальные ореолы в контактовой зоне интрузии с эффузивной толщей. Встречаются они также в пределах интрузии в виде мелких ксенолитов. Характерны частые ассоциации роговиков со сланцами. Описываемые роговики часто обладают слоистой (параллельной) и полосчатой текстурами, обусловленными различиями в микроструктуре, а также более или менее ориентированным расположением кристаллов роговой обманки. Подавляющая часть роговиков возникла за счет вмещающих эффузивных пород. В пользу такого их происхождения говорят порфиробласты плагиоклазов, являющиеся реликтами вкрапленников эффузивных пород.

Порфиробласты в роговиках представлены плагиоклазом и роговой обманкой. При этом последние представляют собою, скорее всего, метабласты по пироксену (метасоматическое замещение пироксена). Размеры порфиробластов часто превышают 1,5 *мм*, а минералы основной массы варьируют в пределах 0,05—0,1 *мм*.

Сланцы имеют более широкое распространение. В пределах метаморфической толщи, прослеживающейся между р. Аракс и с.с. Нювади-Шванидзор-Алдара, сланцы занимают больше половины ее площади и в генетическом отношении тесно ассоциируют как с другими разновидностями метаморфических пород, так и с метаморфизованными эффузивными и интрузивными породами.

Непосредственно в контактовой зоне интрузии с вулканогенными породами сланцы образуют полосы шириной до нескольких десятков метров. Характерным является постепенный переход сланцев к роговикам в сторону интрузии, что видно из представленных разрезов (фиг. 1).

Количественные и возрастные соотношения минералов в этих породах дают возможность выделить среди них моно-, двух-, трех-, четырех-, пятиминеральные сланцы (табл. 2).

Мономинеральные сланцы или существенно амфиболовые сланцы имеют весьма ограниченное распространение; в них главным породообразующим минералом является актинолит, образующий ориентированно расположенные иголочки, призмы и лучистые агрегаты с характерным плеохроизмом.

Двух- и трехминеральные сланцы пользуются широким распространением; в них плагиоклаз, кварц и частично амфибол являются основными породообразующими минералами, а биотит, пироксен, эпидот, хлорит, магнетит и карбонаты — примесями.

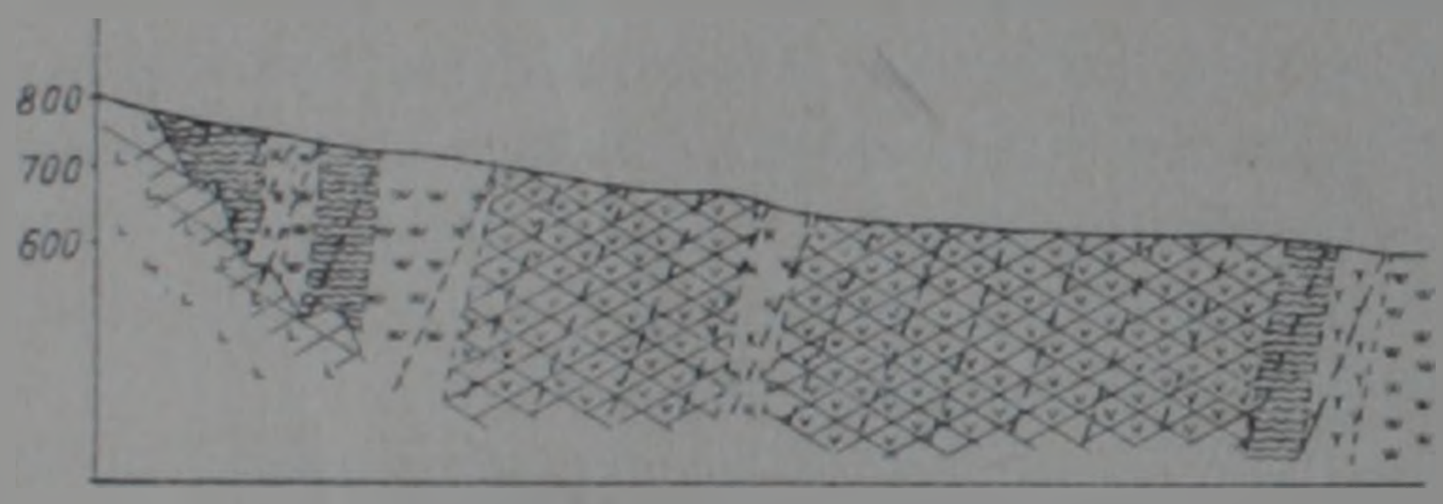
Четырех- и пятиминеральные сланцы, так же, как и мономинеральные, имеют ограниченное распространение.

Разрез по перевалу Малер-Шишкерт I-I

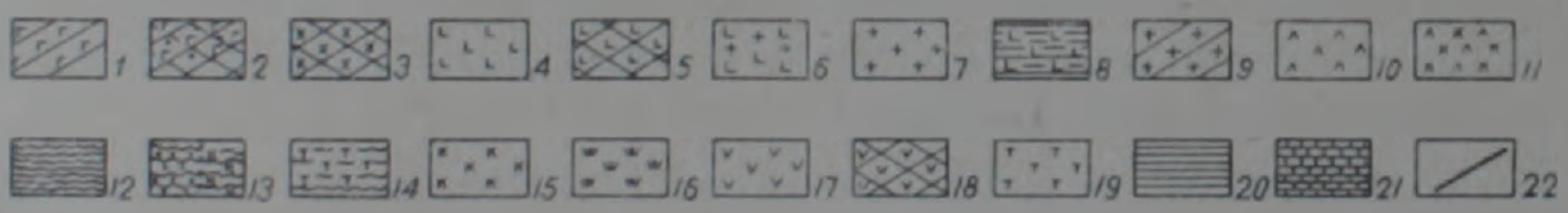
Разрез по р Тертанит II-II

Разрез по р Эрнадзор III - III

Разрез по р Игиз IV-IV



Разрез ЮЗ от с Астазур V-V



Фиг. 1. Разрезы эндо- и экзоконтактовых зон Мегринского плутона. 1—габбро-метаморфизованные; 2—габбро ортоклазовые, интенсивно метаморфизованные; 3—габбро-сиениты, интенсивно метаморфизованные; 4—измененные и частично рассланцованные сиениты; 5—интенсивно метаморфизованные сиениты; 6—граносиениты; 7—плагиограниты; 8—рассланцованные туфы; 9—порфировидные метаморфизованные плагиограниты; 10—сиенит-порфиры; 11—сиенит-порфиры щелочные; 12—сланцы; 13—рассланцованные кварц-эпидотовые породы и вторичные кварциты; 14—измененные и рассланцованные туфы; 15—вторичные кварциты; 16—амфиболиты; 17—порфириты плагиоклазовые; 18—интенсивно измененные амфиболизированные и биотитизированные порфириты; 19—измененные туфы; 20—роговики и сильно ороговикованные породы: 21—мраморизованные и рассланцованные известняки; 22—Шишкерт-Гиратахский разлом.

Породы послемагматической стадии метасоматизма

II. Формация послемагматической стадии метасоматитов (гибридно-метасоматические породы) слагает экзо- и эндоконтактовую зону интрузии. Эти породы являются сложными образованиями, в составе которых участвуют минералы магматической и послемагматической стадии.

Таблица 2

Краткая петрографическая характеристика пород магматической стадии метасоматизма

Фации метасоматитов	Разновидность	Минеральный состав		Структура	Текстура
		главные	второстепенные		
Фация пироксеновых роговиков	1. Пироксеновый	Пироксен	Кв, Эп	Микрогранобластовая	Массивная
	2. Пр-Пл	Пр, Пл,	Кв, Мг	Гранобластовая	Параллельная
	3. Пр-Пл-Ам	Пр, Пл, Ак	Мг, Пп	Гранобластовая	Массивная
	4. Пр-Пл-Би	Пр, Пл, Би	Кв, Ак	Микрогранобластовая	Параллельная
	5. Кв-Пр-Пл	Кв, Пр, Пл	Мг, Сф, Ап	Бластопорфировая Лепидогранобластовая	Параллельная
	6. Кв-Пл	Кв, Пл	Пр, Ак, Мг	Микрогранобластовая Гранобластовая	Массивная
Фация амфиболовых роговиков	1. Амфиболовые	Амфибол	Пл, Кв, Мг	Лепидогранобластовая	Параллельная
	2. Пл-Ам	Ак, Пл	Кв, Мг, Би	Микрогранобластовая	Параллельная
	3. Пл-Би-Ам	Пл, Би, Ак	Кв, Мг, Ап	Гранобластовая	Параллельная
	4. Кв-Ам	Кв, Ак	Мг, Сф	Микрогранобластовая	Параллельная
	5. Кв-Пл-Ам	Кв, Пл, Ам	Мг, Сф	Микрогранобластовая	Параллельная
Фация биотитовых роговиков	1. Биотитовая	Биотит	Ам, Пл, Мг	Микрогранобластовая	Параллельная
	2. Пл-Би	Ал-Би	Кв, Мг, Сф	Микрогранобластовая	Параллельная
	3. Кв-Би	Кв, Би	Пш, Эп, Мг	Гранобластовая	Параллельная
	4. Кв-Пл-Би	Кв, Пл, Би	Ак, Эп, Мг	Микрогранобластовая	Массивная
Мономинеральные сланцы	Собственно-амфиболовые сланцы	Актинолит	Плагиоклаз Пирит	Гранобластовая	Сланцеватая
Двухминеральные сланцы	1. Пл-Ам 2. Пл-Би 3. Пл-Эп 4. Кв-Би 5. Кв-Ак 6. Кв-Пл 7. Кв-Эп 8. Кв-Крб	Пл, Кв, Ро, Ак Тр, Би, Эп, Крб	Хл, Пр, Мг	Гранобластовая Микрогранобластовая Гранонеметабластовая Гранонеметабластовая Криптокристаллическая Лепидопорфиробластовая	Сланцеватая Слоистая Полосчатая Параллельная Линейно-параллельная
Трехминеральные сланцы	1. Пл-Би-Ам 2. Пл-Пр-Ам 3. Пл-Эп-Ам 4. Пл-Эп-Хл 5. Пр-Мг-Ам 6. Кв-Би-Ам 7. Кв-Пл-Ам 8. Кв-Эп-Ам 9. Кв-Эп-Крб 10. Кв-Хл-Крб	Пл, Кв, Ак, Ро Бу, Пр, Эп, Хл Мг, Крб, Цз	Тр, Пр, Сф	Микрогранобластовая Лепидогранобластовая Гранопорфиробластовая Микрогранопорфиробластовая Криптокристаллическая Неметабластовая	Сланцеватая Плойчатая Линзовидная
Четырехминеральные сланцы	1. Кв-Пл-Би-Ак 2. Кв-Эп-Пл-Пр	Пл, Кр, Ак Би, Пр, Эв	Хл-Мг: Сл	Микрогранобластовая	Сланцеватая Слоистая
Пятиминеральные сланцы	Кв-Хл-Мг-Ак-Крб	Кв, Ак, Хл, Мг, Крб	Эп, Пр	Гранобластовая Фибробластовая	Сланцеватая

К минералам магматической стадии относятся пироксен, основной плагиоклаз, магнетит, а послемагматической—гранат, биотит, амфибол (уралитовая роговая обманка, актинолит), кварц, бесцветные слюды (мусковит, серицит), эпидот, цоизит, хлорит, карбонат (кальцит, доломит), опал, лимонит.

На основании характера распределения перечисленных минералов исследуемые метасоматиты можно разбить на четыре группы (табл. 3).

Кварцевые метасоматиты характеризуются многообразием структур и текстур (табл. 3). Состав кварцевых метасоматитов часто приближается к составу вторичных кварцитов; в подобных случаях первоначальный облик исходного субстрата почти полностью исчезает. Так, например, в кварц-серицитовых, кварц-эпидотовых, кварц-лимонитовых, кварц-серицит (мусковит)—лимонитовых породах кварц является доминирующим (70—90%), а серицит (мусковит), эпидот и лимонит находятся в подчиненном количестве. Лимонит является здесь в основном пигментирующим материалом и лишь в некоторых разностях он в виде мельчайших зерен заполняет промежутки между зернами кварца или микротрещинки.

В ряде таких метасоматитов, как кварц-актинолит-эпидотовые, кварц-актинолитовые, кварц-карбонатовые, реже кварц-эпидотовые обнаруживаются реликты исходной породы. В их основной массе, состоящей из зернышек кварца, чешуек серицита, иголочек или призм актинолита, эпидота, иногда и карбонатного материала часто встречаются микровкрапленники плагиоклаза. Нередко порфировые вкрапленники исходной породы полностью замещены эпидотом, кварцем или чешуйками бесцветной слюды. Последние часто образуют линзовидные скопления в основной массе и обусловливают линзовидные или очковые текстуры описываемых метасоматитов.

Плагиоклазовые метасоматиты. Структурные особенности и минеральный состав этих метасоматитов (табл. 3) свидетельствуют о том, что процесс метасоматизма в них не дошел до конца. Характерно наличие в породах реликтов магматических минералов и пироксена.

Пироксен в основном амфиболизирован, однако встречаются также свежие зерна, часто окруженные чешуйками биотита.

Следует отметить, что в плагиоклазовых метасоматитах широким развитием пользуется актинолит; обыкновенная роговая обманка имеет ограниченное распространение, что свидетельствует об усилении гидротермальной стадии метасоматизма. Актинолит образует, в основном, игольчатые, реже неправильные зерна ярко-зеленого цвета, слегка хлоритизирован.

Биотит развивается по плагиоклазу и амфиболу и часто образует пойкилобластовые включения.

Другим характерным признаком описываемых метасоматитов являются их частичное окварцевание с образованием роговиковых структур и трещиноватость их некоторых разностей. Трещинки выполнены круп-

нокристаллическим кальцитом и минералами эпидот-цоизитового ряда с серпентином.

В плагиоклазовых метасоматитах с порфиробластовой структурой весьма отчетливо выделяются вкрапленники и основная масса. Последняя состоит из кристаллобластических зерен плагиоклаза, иголочек актинолита, чешуек биотита и хлорита, зернышек кварца, а также рудного минерала. На этом фоне выделяются порфиробласты плагиоклаза и актинолита.

Главным минеральным компонентом карбонатовых метасоматитов является кальцит. В одних случаях он в виде мелкокристаллических агрегатов в ассоциации с эпидотом, мелкими кристаллами кварца, или кремнистым продуктом образует основную массу породы, а в других—крупные ксенобластовые зерна, часто содержащие включения пироксена

Хлоритовые метасоматиты. Минеральный состав хлоритовых метасоматитов свидетельствует о том, что они являются результатом метасоматического изменения эффузивных пород—порфиритов, от которых сохранились лишь реликты плагиоклаза.

Амфиболиты в юго-восточной части приконтактовых зон интрузии с вулканической толщей имеют площадное, а в других участках плутона—зональное распространение.

Амфиболизация основных интрузивных и эффузивных пород является результатом автометасоматизма. Микроскопическими исследованиями удалось проследить последовательные этапы изменения пироксенов, главным образом, в габбровых породах. При этом пироксен сначала замещается красновато-коричневым амфиболом, т. е. керсутитом, который замещается зеленой роговой обманкой, а затем светло-зеленой актинолитовой роговой обманкой и, наконец, хлоритом, иногда биотитом или эпидотом. Следует отметить, что процесс амфиболизации в начальных стадиях совершается при высокой температуре, видимо, в пневматолитовую стадию автометаморфизма, дальнейшее замещение актинолитом, биотитом, хлоритом и эпидотом совершается, по-видимому, уже при более низких температурах.

Процесс амфиболизации исходного субстрата (габбро, габбро-диабазы, диабазовые и другие порфириты) выражен неравномерно и протекает в несколько стадий.

В начальной стадии автометаморфизма исходные породы подвергаются частичной амфиболизации, сохраняя при этом первичную структуру. Этому процессу подвергается частично лишь пироксен, с образованием коричневой (керсутит) или зеленой роговой обманки. Плагиоклаз при этом частично соссюритизирован.

Типичными представителями начальной стадии автометаморфизма являются амфиболизированные, уралитизированные и соссюритизированные габбро (апогаббровые амфиболиты) в эндоконтактовой и порфириты в экзоконтактовой зонах (аподиабазовые амфиболиты). В этих амфиболитах отчетливо выражены реликтовая, габбровая, реже гипи-

Краткая петрографическая характеристика пород послемагматической стадии метасоматизма

Таблица 3

Фации метасоматитов	Разновидность	Минеральный состав		Структура	Текстура
		главные	второстепенные		
Фация кварцевых метасоматитов	Кв-Ак Бо-Ак-Эп Кв-Эп Кв-Цз-Эп Кв-Сц Кв-Сц-Дл Кв-Сц-Крб-Лм Кв-Лм Кв-Мс-Лм Кв-Крб-Лм Кв-Крб	Кв, Ак, Эп, Цз Сц, Дл, Лм, Мс Крб	Пл, Хл, Мг	Гранобластовая Микрогранобластовая Лепидогранобластовая Микролепидопорфинобластовая Микролепидонеметабластовая Криптокристаллическая Кристаллобластическая	Очковая линзовидная
Фация плагиоклазовых метасоматитов	Пл-Пр-Ак Пл-Би-Ак Пл-Ам-Кв Пл-Эп-Кв Пл-Крб-Кв	Пл, Пр, Ак, Би, Ам, Кв, Эп, Крб	Кв, Хл, Эп Цз, Сф, Мг	Гранобластовая Гранонеметабластовая Кристаллобластовая Фибробластовая Пойкилобластовая Порфиробластовая Псевдопорфиробластовая	Линзовидная Массивная
Фация карбонатных метасоматитов	Пр-Крб Гр-Эп-Кц Кц-Эп-Крм Ск-Крб	Пр, Гр, Кц Ск, Эп, Крб Кв	Пл, Ро, Сф Мс, Мг	Криптокристаллическая Гранобластовая Микрогранобластовая Порфиробластовая Пойкилогломеробластовая Гипидиобластовая	Массивная
Фация хлоритовых метасоматитов	Хл-Ак-Би Хл-Ак-Кв Хл-Пл-Кв Хл-Сц-Крб Хл-Ам-Крб	Хл, Ак, Би Кв, Пл, Сц Лм, Крб	Эп, Мг	Фибробластовая Лепидогранобластовая Криптокристаллическая Порфировая	Массивная
Фация амфиболитов	1. Апогаббровые 2. Аподиабазовые	Ро (60—70%) Пл	Эп, Хл, Кц Кв, Сф, Мг	Гранобластовая Гранонеметабластовая Гранофибробластовая Гетерогранобластовая Гетеропойкилобластовая Неметабластовая Порфиробластовая	Массивная Линейнопараллельная Сланцеватая
Фация грейзенов и грейзенизированных метасоматитов	1. Турмалиновые грейзены 2. Бестурмалиновые грейзены	Кв, Сц, Тр Кв, Мс	Ал, Мг Пр, Мг	Лепидогранобластовая Лепидогранобластовая	Массивная Массивная Сланцеватая
Фация вторичных кварцитов	1. Кварциты 2. Окварцованные порфириты	Кв, Сц Кв, Пм	Эп, Хл Би, Ак, Хл Эп, Мг	Мозаичная Гранобластовая Микрогранобластовая Микролепидогранобластовая Лепидогранобластовая Микрогранобластовая Криптокристаллическая Микропойкилитовая Микронеметабластовая	Сланцеватая Линзовидная

диоморфнозернистая и диабазовая структуры. Плагиоклаз сохранил толстотаблитчатый или призматический облик. Местами он соссюритизирован. Пироксен частично, а местами полностью замещен обыкновенной роговой обманкой, часто сохраняя пироксеновый габитус. Роговая обманка часто замещается актинолитом, а в дальнейшем ярко-зеленым хлоритом.

Нередко амфиболизированные габбро подверглись катаклазу, имеющему важное значение при развитии регрессивного метаморфизма.

Далее процесс амфиболизации становится настолько интенсивным, что исходные породы полностью переходят в амфиболиты. При этом структуры исходных пород полностью или почти полностью исчезают, и образуются новые структуры, характерные для метаморфических пород. Однако различается габбровый или диабазовый структурный облик амфиболитов, поэтому представляется возможность выделить среди амфиболитов также апогаббровые и аподиабазовые разности, которые, как отметили выше, различаются лишь по структурным признакам.

Структура апогаббровых амфиболитов—апогаббровая, бластогаббровая, а иногда микрогранобластовая.

Аподиабазовые амфиболиты характеризуются бластофитовой порфировой структурой с диабазовой основной тканью.

Роговая обманка (60—70%) образует длиннопризматические зерна зеленого и буровато-зеленого цвета. Подавляющая часть их актинолитизирована в различной степени, а местами нацело, при этом призматические кристаллы актинолита образуют кучные скопления игольчатых или лучистых агрегатов. Роговая обманка в апогаббровых амфиболитах часто обнаруживает в средней части зерна ситовидную структуру, обусловленную наличием многочисленных включений зерен плагиоклаза. Эта черта структуры очень характерна для амфиболитов, развивающихся по габбро.

Плагиоклаз, образующий призматические, таблитчатые, или неправильные формы, часто соссюритизирован, карбонатизирован, альбитизирован, серицитизирован, иногда окремнен.

В амфиболитах с порфиробластовой структурой вкрапленники (порфиробласты) представлены плагиоклазом (до 7,0 *мм*) и актинолитом.

Грейзены и грейзенизированные породы развиты в районе бассейна р. Ванк, где интрузивные породы контактируют с эффузивными. Процесс грейзенизации охватывает как эндо-, так и экзоконтактовые породы. В зависимости от интенсивности процессов гранитизации состав эндоконтактовых пород варьирует от турмалинизированных диоритов до гранитов, а экзоконтактовых—от порфиритов до турмалинизированных плагиогранит-порфиров. Процесс грейзенизации в отмеченных породах выражен в боровом метасоматизме, конечным продуктом которого являются кварц-серицит-турмалиновые породы с примесью альбита.

В других участках плутона грейзены существенно бестурмалиновые

и состоят в основном из кварца, бесцветной слюды, реже ромбического пироксена и рудного минерала, с лепидогранобластовой структурой.

Вторичные кварциты. Послемагматическое выщелачивание, как отмечает Д. С. Коржинский [3], наиболее интенсивно проявляется в условиях, близких к поверхностным, в вулканических и субвулканических комплексах пород и, преимущественно, в породах наиболее кислого состава. Химические реакции при метасоматических замещениях усиливаются вследствие окисления растворов и газов и с переходом слабой сероводородной кислоты в серную. По глубинности метасоматические процессы этого ряда Д. С. Коржинский разделяет на две фации: фацию вторичных кварцитов и сольфатарную.

На контактах интрузивных тел с эффузивами и туфами кислого состава выщелачиванию подверглись как краевые, так и приконтактовые участки. В результате метасоматических процессов образуются зоны или ореолы плотных устойчивых пород, состоящие преимущественно из кварца и серицита—вторичных кварцитов. Последние разности являются результатом завершающей стадии кислотного метасоматизма. Однако широким развитием пользуются также породы ранней стадии кислотного метасоматизма, в которых сохранились структурные признаки и особенности минерального состава исходных пород (интенсивно или нацело окварцованные порфириты). Отмеченные породы обладают порфировой и бластопорфировой структурами.

Весьма характерными являются состав и структура основной массы этих порфиритов. Подавляющая часть их имеет кварц-полевошпатовый состав, часто с примесью биотита, актинолита, хлорита и эпидота. В некоторых случаях основная масса состоит почти исключительно из кварц-биотитового, кварц-актинолитового или кварц-эпидотового агрегатов. Рудный минерал является постоянной примесью и представлен магнетитом или продуктами его окисления.

Реликты порфировых вкрапленников представлены крупными выделениями плагиоклаза, которые местами альбитизированы или замещены агрегатами мелкозернистого кварца, а иногда чешуйками серицита. Фенокристаллы часто раздроблены и преобразованы в мелкозернистые, линзовидные кварц-полевошпатовые агрегаты.

Трещины в окварцованных порфиритах (шириной до 0,7 *мм*) выполнены среднезернистым кварцем, а миндалины—кварц-эпидот-амфиболовыми минералами радиально-лучистого строения.

Таким образом, результаты изучения пород эндо- и экзоконтакта позволяют установить последовательность метасоматических зон при образовании вторичных кварцитов за счет эффузивно-туфогенных толщ кислого состава, которая в сущности соответствует схеме Д. С. Коржинского. Над зоной полного окварцевания располагается следующая колонка: I—измененные кислые порфириты или туфы; II—кварц + полевой шпат + актинолит; III—кварц + полевой шпат + биотит; IV—кварц + + полевой шпат + актинолит + эпидот; V—кварц + серицит + хлорит + эпидот; VI—кварц + серицит + хлорит; VII—кварц + серицит; VIII—кварц.

Ниже зоны полного окварцевания располагаются метасоматические зоны, составляющие продолжение общей колонки приконтактового выщелачивания в направлении интрузивного массива. В колонке не указаны акцессорные минералы—апатит, сфен, магнетит.

III. Формация известковых скарнов и скарноидов занимает ограниченное место в контактовом ореоле Мегринского плутона. Они приурочены к тектоническим и контракционным трещинам. Форма залегания скарнов пластообразная, жилообразная и гнездообразная, мощность их не превышает 10 метров.

Скарны Мегринского плутона следует отнести в основном к биметасоматическому типу и частично—к контактово-инфильтрационному.

Главную роль в образовании скарнов играли биметасоматические, существенно диффузионные процессы, при которых в условиях просачивания растворов по контакту двух генетически неоднородных горных пород—известняка и алюмосиликатной породы, произошел встречный привнос инертных компонентов SiO_2, Al_2O_3, CaO путем диффузии в трансмагматическом растворе.

Поскольку в районе, наряду с чистыми известняками и доломитами распространены также песчаники и глинистые известняки, известковые песчаники и другие, скарнообразование происходит за счет различных по исходному составу карбонатных пород. Исходя из этого следует, наряду с обычными скарнами выделить фацию скарноидов, образовавшихся по известковым породам, содержащим алюмосиликатные минералы.

Таким образом, в пределах исследуемого района встречаются не только обычные скарны, но и скарноиды, образование которых происходило в условиях различных температурных ступеней скарнообразования при меняющейся концентрации вполне подвижных компонентов в растворе.

Карбонатные метасоматиты—это известковые породы, претерпевшие в той или иной степени метаморфизм. При этом интенсивно метаморфизованные карбонатные породы в основном мраморизованы или рассланцованы. Последние характеризуются гранобластовой, микрогранобластовой, криптокристаллической, обломочной структурами и сланцеватой, полосчатой и параллельной текстурами.

Кроме основного породообразующего кальцита в описываемых карбонатных метасоматитах встречаются в подчиненном количестве зерна плагиоклаза, пироксена, скаполита (?), кварца и рудного минерала. Лишь в песчанистых разностях количество этих минералов заметно повышается.

Местами процесс метаморфизма выражен перекристаллизацией не только карбонатных, но и терригенных минералов, что обусловливает образование окремненных, лимонитизированных карбонатных пород.

IV. Формация низкотемпературных метасоматитов пользуется широким распространением не только в контактовом ореоле интрузии, но и в пределах самой интрузии. Они обычно приурочены к контракционным трещинам отдельности и тектоническим трещинам и широко рас-

пространены в зонах разломов. Из таких зон наиболее характерным является район с. Марал-зами, где сеть трещин настолько густа, что метасоматическому замещению подвергается вся масса породы (эпидотизация, пренитизация, кварцитизация, карбонатизация и т. д.). Низкотемпературные метасоматиты местами сопровождают и замещают средне- и высокотемпературные метасоматиты.

Повсеместно проявленные низкотемпературные процессы выражены эпидотизацией, хлоритизацией, а также частично карбонатизацией, лимонитизацией, пренитизацией исходных пород. С низкотемпературным процессом связано также образование вторичных сульфидов (халькопирит, сфалерит и др.), гипса и других минералов. Конечным продуктом низкотемпературных процессов являются эпидозиты, кварц--эпидотовые, кварц-лимонитовые, кварц-хлорит-карбонатовые и другие породы (табл. I).

Основные закономерности развития процессов метасоматизма

Развитие процессов метасоматизма в экзо- и эндоконтактовых зонах интрузии является результатом прогрессивного и регрессивного этапов магматизма в пределах Мегринского плутона.

1. С процессом прогрессивного этапа магматизма (магматическая стадия метасоматизма) связано образование формации контактовых роговиков и сланцев, признаками которой являются процессы замещения низкотемпературных парагенезисов более высокотемпературными.

2. В метасоматическом процессе можно выделить как высокотемпературные, так и средне- и низкотемпературные стадии. Следует сказать, что все метасоматические ассоциации, развитые непосредственно в контактах интрузии, образовались при постоянной температуре, в то время как во внутренних частях массивов она несколько понижалась. Эти соотношения приводят нас к выводу, что часть растворов, вызывающих метасоматические изменения, видимо, не связана с очагами габбровой интрузии; с другой стороны, границы интрузии и вмещающих эффузивов представляют собой пути проникновения растворов. Эти соображения подтверждаются и тем обстоятельством, что процесс ороговикования и рассланцевания эффузивов по мере удаления от контакта ослабляется.

3. В пределах каждого метасоматического тела сохраняется та же тенденция изменения щелочности и кислотности трансмагматических растворов, которая установлена для всего района в целом. Исходя из представлений Д. С. Коржинского [4, 5], эти процессы объясняются изменениями химических потенциалов, т. е. активностью щелочных металлов.

В самом деле, кальций в исходных карбонатных породах, являясь вполне подвижным компонентом, легко переходит в раствор и обусловливает его щелочную реакцию; с этим связано повышение активности наиболее сильных оснований—натрия и калия. Раствор с уже повышенной кислотностью, просачиваясь в пределы массивов основных пород, еще более увеличивает основность. Так, например, парциальное давление

кислорода (установлено экспериментально), необходимое для равновесного существования различных минералов, неодинаково. Эгирин стабильнее при более высоком парциальном давлении кислорода, чем, например, биотит или арфведсонит. Отсюда ясно, что процессы метасоматизма в экзо- и эндоконтактах контролируются определенным режимом кислорода и, следовательно, парциальное давление кислорода должно быть одной из основных причин, объясняющих особенности развития метасоматических образований.

4. Широко распространенным является процесс автометасоматической амфиболизации и биотитизации экзо- и эндоконтактовых пород плутона. Процесс автометасоматического изменения выражается в развитии уралитовой роговой обманки, биотита и актинолита по исходным минералам породы—пироксена, плагиоклаза, роговой обманки и др. Интенсивность автометасоматизма, с удалением от контакта, как правило, убывает. На автометасоматически измененные породы повсеместно наложена последующая пропилитизация с замещением роговой обманки и биотита хлоритом, эпидотом и лейкоксеном.

5. В зависимости от исходного состава вмещающих пород и состава магматического расплава в Мегринском плутоне возникли высокотемпературная (пироксеновая) и среднетемпературная (амфиболовая и биотитовая) фации роговиков.

Таким образом, на контактах интрузии с вмещающими породами образовались роговики (фиг. 1, разрез I—I) или сланцы (фиг. 1, разрезы I—I, II—II, V—V). Сланцы, как видно из фиг. 1, постепенно переходят или в рассланцованные эффузивные породы (разрезы II—II и III—III), или в амфиболиты (разрез V—V). Последние нередко переходят в порфириты, подвергшиеся в различной степени метаморфизму, амфиболизации и биотитизации.

6. Метасоматизм послемагматической стадии в породах эндо- и экзоконтактовых зон Мегринского плутона выражен развитием средне- и низкотемпературных метасоматитов. Все многообразие метасоматитов в послемагматической стадии можно представить следующими фациями: а) амфиболиты б) грейзены и грейзенизированные порфириты; в) гранофиры и плагиогранит-порфиры; г) скарны и скарноиды; д) пропилиты и пропилитизированные породы и е) различные сложные метасоматиты (табл. 1).

7. Процесс пропилитизации, как особый вид среднетемпературного метасоматизма эффузивных пород, выражается в замещении первичных минералов альбитом, кварцем, эпидотом, хлоритом, кальцитом, пиритом, лейкоксеном и серицитом. Пропилитизация, как процесс инфильтрационного метасоматизма, завершается полным замещением исходной эффузивной породы вторичным кварцитом. Процесс пропилитизации следует отнести к кислотной стадии послемагматического метасоматизма, так как растворы, вызывающие пропилитизацию, имели кислый состав. На это указывает процесс эпидотизации полевых шпатов. При этом наблюдается замещение последних, в частности, ортоклаза эпидотом, хло-

ритом, кварцем, чем обусловливается вынос щелочей из состава пород. Известно, что глинозем хорошо растворим в кислых или щелочных растворах и практически не растворим в нейтральных, поэтому отложение глинозема в виде эпидота сопровождается выносом щелочей из породы.

Процесс пропилитизации происходил также в более низкотемпературных условиях, на что указывает образование хлорит-эпидотовой фации метасоматитов.

В заключение нашего краткого сообщения необходимо отметить, что подавляющая часть метасоматитов является средне- и низкотемпературной, т. е. продуктом послемагматической стадии метасоматизма. Минеральный состав и природа процессов метасоматизма дают основание рассматривать образование всех наблюдаемых разностей метасоматитов в связи с интрузивным магматизмом в пределах Мегринского района.

Вопрос доинтрузивного регионального метаморфизма по результатам наших детальных исследований не может быть доказанным по следующим причинам:

1) минеральный состав подавляющей части метасоматитов является средне- и низкотемпературным;

2) интенсивность метасоматизма по мере удаления от контакта интрузии с вмещающими породами постепенно убывает;

3) наряду с амфиболитами, вторичными кварцитами, сланцами, роговиками, скарнами и др. существуют переходные разности, т. е. амфиболизированные, окварцованные рассланцованные эффузивы и скарнированные карбонаты, а также слабо измененные разности последних;

4) сравнительно более молодой возраст метасоматических образований (32 млн. лет по данным абсолютного возраста) по сравнению с габбровой интрузией (48 млн. лет);

5) небольшая площадь, занимаемая в различной степени метаморфизованными породами (мощностью до 3,5 *км*, протяженностью—15 *км*) не идущая в сравнение с площадями проявления регионального или локального динамометаморфизма;

6) относительно широкий масштаб и интенсивность метаморфизма и метасоматизма пород юго-восточной части плутона могут быть объяснены факторами физико-химического равновесия, отмеченными Н. А. Елисеевым, т. е. температурой, давлением и литологическим составом субстрата. Кроме того, при метаморфизме большое значение имели также различные геологические условия субстрата, как например, возраст, структурно-текстурные особенности, трещиноватость, тектоническая устойчивость и т. д.

Все указанные выше факторы говорят о том ,что процессы метаморфизма и метасоматизма в пределах Мегринского плутона связаны с формированием самого интрузивного комплекса, т. е. с внедрением магматического расплава в древнюю вулканогенно-осадочную толщу.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 20.XI.1972.

Ա. Ա. ՋԱՖԱՐՈՎ, Գ. Ս. ԽՈՋԱԲԱՂՅԱՆ

ՄԵՂՐՈՒ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՀԵՏ ԿԱՊՎԱԾ ՄԵՏԱՄԱՐՖԻԶՄԻ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Մեղրու պլուտոնի ինտրուզայի ներդրումը զգալի ազդեցություն է թողել ներփակող ապարների վրա՝ առաջացնելով մի քանի մետրից մինչև 3,5 կմ հզորությամբ կոնտակտային եզրապսակներ։

Մանրակրկիտ ուսումնասիրությունների հիման վրա պլուտոնի կոնտակտ-մետասոմատիկ ապարները մեր կողմից ստորաբաժանվում են չորս ֆորմացիաների.

1. եղջրաքարերի և մինչսկառնային մետասոմատիտների
2. հետմագմատիկ մետասոմատիտների
3. կրաքարային սկառնների
4. ցածր ջերմաստիճանային մետասոմատիտների։

Նշված ֆորմացիաներում առանձնացրել ենք տարբեր միներալային ֆացիաներ։

Մեղրու պլուտոնի սահմաններում ինտրուզիայի արտաքին (էկզո) և ներքին (էնդո) կոնտակտային գոտիներում զարգացած մետասոմատիկ պրոցեսները մագմատիզմի առաջրնթաց (պրոգրեսիվ) և հետրնթաց (ռեգրեսիվ) էտապների արդյունք են։

Մագմատիզմի առաջրնթաց էտապի պրոցեսների հետ է կապված կոնտակտային եղջրաքարերի և սկառնների, իսկ հետրնթաց էտապի հետ՝ միջին և ցածր ջերմաստիճանային մետասոմատիտների առաջացումը։

Որպես եզրակացություն նշվում է, որ բոլոր նկատված մետասոմատիտների տարատեսակների առաջացումը հանդիսանում է պլուտոնի սահմաններում ինտրուզիվ մագմատիզմի գործունեության արդյունք։ Դրանով իսկ ժխտվում է մինչինտրուզիվ ռեգիոնալ մետամորֆիզմի մասին եղած կարծիքը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Жариков В. А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ, вып. 14, 1959.
2. *Жариков В. А.* Скарны и рудообразование. В кн. Проблемы метасоматизма. «Недра», М., 1970.
3. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов. В. кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, М., 1953.
4. *Коржинский Д. С.* Режим кислотности послемагматических растворов. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1957.
5. *Коржинский Д. С.* Проблемы метасоматических процессов. В кн.: Проблемы метасоматизма. «Недра», М., 1970.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 30—38, 1973

УДК 550.814

С. В. МАРТИРОСЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕШИФРИРОВАНИЯ СУБИНТРУЗИВОВ и ДРУГИХ ОБРАЗОВАНИЙ В УСЛОВИЯХ АРПИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Использование материалов аэрофотосъемки в последние годы нашло широкое применение в геологических исследованиях Управления геологии СМ Армянской ССР и является неотъемлемой частью в общем комплексе проводимых детальных геолого-съемочных, поисковых, картосоставительских и других работ.

Не ставя перед собой задачу затрагивать общие вопросы применения аэрофотометодов в геологических исследованиях вообще, поскольку они изложены в ряде руководств и учебников, в настоящей статье остановимся лишь на некоторых особенностях геологического дешифрирования аэрофотоснимков, ограничивающихся рамками Айоцдзорского района, где были проведены полевые тематические работы по выявлению возможностей геологического дешифрирования аэрофотоснимков, и на выборочных нескольких аэрофотоснимках покажем практические стороны данного метода для решения ряда важных геологических вопросов и, в первую очередь, для изучения субинтрузивов. При этом следует учесть, что приведенные примеры отображают лишь некоторые детали геологического строения сложнопостроенного Арпинского синклинория, выполненного в основном отложениями палеогена и не исчерпывают все многообразие геологической информации, которую можно получить от аэроснимков. Необходимо отметить, что для данного района дешифрирование аэроснимков применяется впервые, а ранее площади, охваченные снимками, иллюстрированные в настоящей статье, на геологических картах показывались как нерасчлененные вулканогенно-осадочные отложения среднего эоцена, несмотря на то обстоятельство, что указанные черно-белые аэрофотоснимки, выполненные не геологическими организациями, вполне могут быть использованы для производства региональных геологических исследований.

Получение максимальной геологической информации от аэроснимков, как известно, зависит от геологических и геоморфологических особенностей исследуемой территории, тесно взаимосвязанных друг с другом в очень сложных и разностепенных соотношениях. Это хорошо выражено на южном склоне Айоцдзорского хребта и многих других участках, где зависимость строения рельефа от геологической обстановки проявляется не только в мега- и макроформах рельефа, но и особенностях строения микрорельефа. Причем, это отображается не только на хорошо обнаженных участках, но и там, где они перекрыты небольшим чехлом

современных отложений. Здесь хорошо выделяются отдельные формы микрорельефа, обусловленные избирательной эрозией в разнозернистых песчаниках, туффитах, алевролитах, туфоконгломератах и т. д. среднеэоценового возраста, выраженные в виде небольших линейно-расположенных гривков на фоне сравнительно плоских понижений, которые точно соответствуют простиранию отдельных литологических комплексов. На фоне указанных образований своеобразными положительными формами микрорельефа безошибочно выделяются субинтрузивные и субвулканические тела, в которых полностью или частично отсутствует слоистость. Внутри них зачастую по тональным вариациям и относительно положительным формам рельефа опознаются более плотные и свежие разновидности вышеперечисленных пород.

В условиях однообразного литологического состава пород развивается однородный рельеф, осложняющий дешифрирование внутренней их структуры. Такие формы рельефа широко развиты в мощных алевролитах и песчаниках среднего эоцена. Кроме литологического дешифрирования на аэроснимках по морфологическим критериям и характерному рисунку речной сети, а также по более темным полоскам более густой растительности с достаточной степенью уверенности распознаются разрывные нарушения.

Теперь перейдем к выявлению критериев дешифрирования некоторых геологических элементов трех участков Арпинского синклинория по приведенным выборочным аэроснимкам.

Первый участок (фиг. 1а, 1б) выбран на южном склоне массива горы Тексар (Текетолдуран), второй (фиг. 2а, 2б)—севернее сел. Заритап, а третий (фиг. 3а, 3б)—в бассейне нижнего течения реки Гер-Гер.

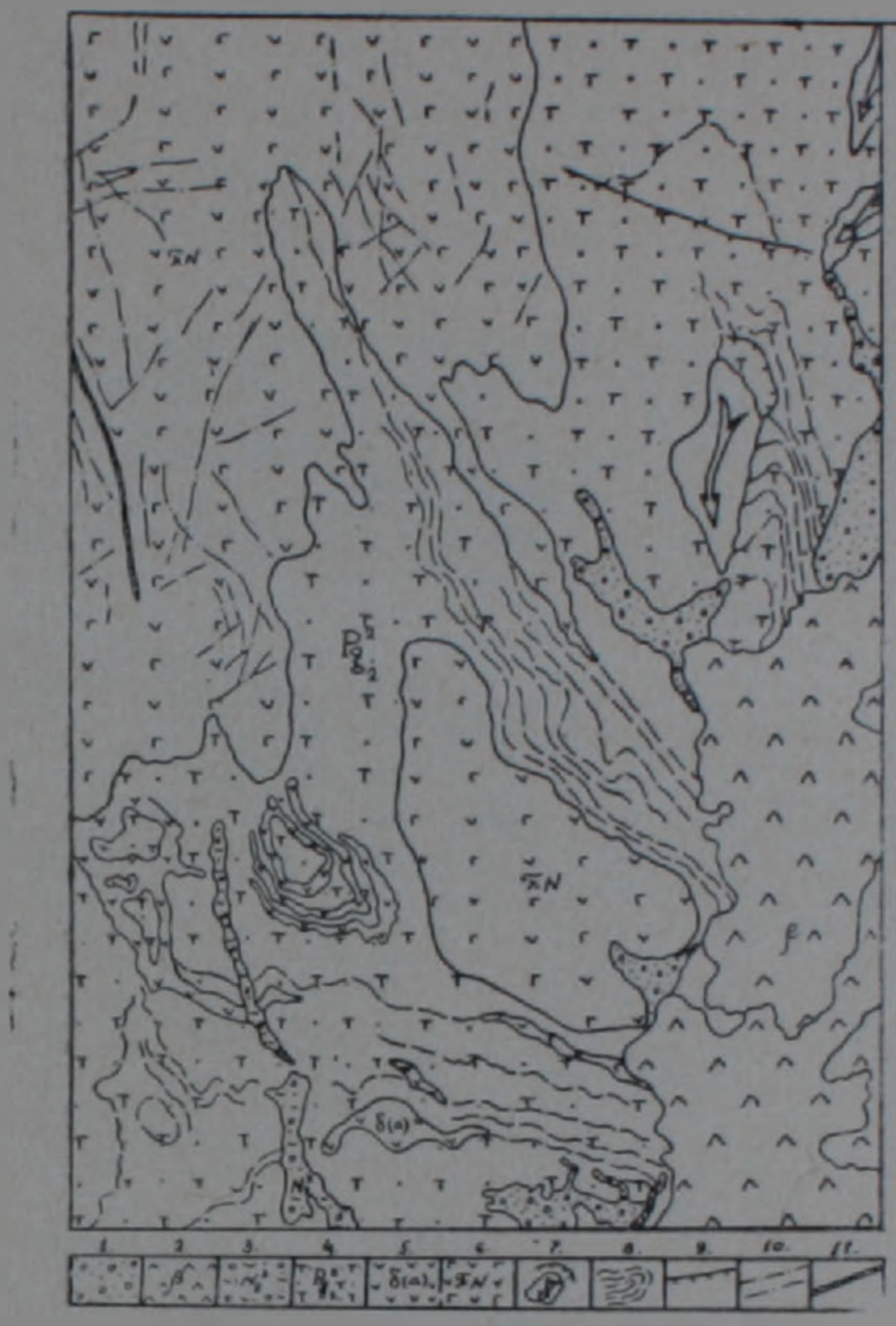
На первом участке (фиг. 1) распространены среднеэоценовые отложения, литологический состав которых характеризуется чередованием разнозернистых и разноцветных песчаников, туффитов, туфоконгломератов, алевролитов и др., которые на аэроснимке образуют тонкополосчатый узко вытянутый рисунок фотоизображения в условиях хорошей обнаженности коренных пород. Видимые на снимке полоски соответствуют простиранию пород, по которым выявляется общее направление структуры. По простиранию этих структур на северо-запад наблюдается резкое изменение фотоизображения и появление его однотипного тона соответствующего породам габбро-порфиритовых субинтрузий, которые прорывают среднеэоценовые отложения. На поверхности габбро-порфиритов четко дешифрируются системы крутопадающих трещин разных направлений, часть которых залечена жильными породами. Последние, в случае соответствующей мощности, хорошо выявляются на аэроснимке. Это хорошо видно на северо-западном углу снимка, где дайка выделяется в виде тонкой светлой полоски на общем сером фототоне. Габбро-порфириты дешифрируются хорошо, в особенности там, где вмещающими их породами являются осадочные. Примером может служить выход в центральной части снимка, который дешифрируется по однообразному фототону и отсутствию следов слоистости.

Фиг. 1-а. Характер дешифрируемости среднеэоценовых туфоосадочных отложений и субинтрузивных тел в южной части горы Тексар (аэроснимок среднего масштаба).

В отличие от габбро-порфиритов, диоритовые порфириты на общем сером фототоне образуют светлые рисунки фотоизображения. Кроме того при тщательном анализе микроформ рельефа выясняется, что там, где имеются выходы диорит-порфиритов, формы рельефа положительные, т. е. наблюдается избирательный процесс выветривания. Диорит-порфириты, по сравнению с окружающими их туфопесчанистыми отложениями, более устойчивы к эрозии, поэтому в силу морфологии слагающих тел образуют узко вытянутые формы небольших обрывов. Примером сказанного может служить трехъярусное лакколитообразное тело на горе Бибараноц, где светлые полоски концентрически перемежаются с темными и по склонам окаймляют гору с трех сторон, слагая вершинную часть этой горы.

Описанные особености дешифровочных признаков вышеописанных пород характерны для большей части площади их развития в пределах массива горы Тексар.

Своеобразным рисунком фотоизображения характеризуются верхнечетвертичные лавовые потоки вулкана Вайоцсар (Далик-тапа), представленные в основном базальтовыми и андезито-базальтовыми разновидностями. На снимке они образуют характерную, только им присущую форму макро- и микрорельефа. Формы рельефа поверхности указанных лавовых потоков четко и наглядно передают условия движения и засты-



Фиг. 1-б. Геологическая схема на площади аэроснимка. 1. Современные отложения рек. 2. Верхнечетвертичные потоки базальтовых и андезито-базальтовых лав. 3. Верхний плиоцен-апшерон—террасовые валунно-галечные отложения. 4. Средний эоцен—перемежающиеся пачки туффитов, туфопесчаников, алевролитов и др. 5. Диоритовые порфириты (предверхнеэоценовые). 6. Габбро-порфириты (предверхнеэоценовые). 7. Оползни. 8. Слоистость пород. 9. Разрывные нарушения (предполагаемые). 10. Трещиноватость пород. 11. Дайки.

вания лавовых потоков. Условия движения устанавливаются по извилистым, неглубоким, длинновытянутым, часто дугообразным формам микрорельефа. В целом поверхности лавовых потоков верхнечетвертичных вулканов голые, почти лишенные почвенного слоя и при стереоскопическом рассмотрении аэроснимков выявляется очень своеобразная «шагреневая» фактура. Небольшое распространение в пределах снимка имеют плиоцен-четвертичные и современные террасовые отложения, которые дешифрируются очень уверенно благодаря приуроченности последних к эрозионным-препарированным поверхностям водоразделов и эрозионным врезам русел рек.

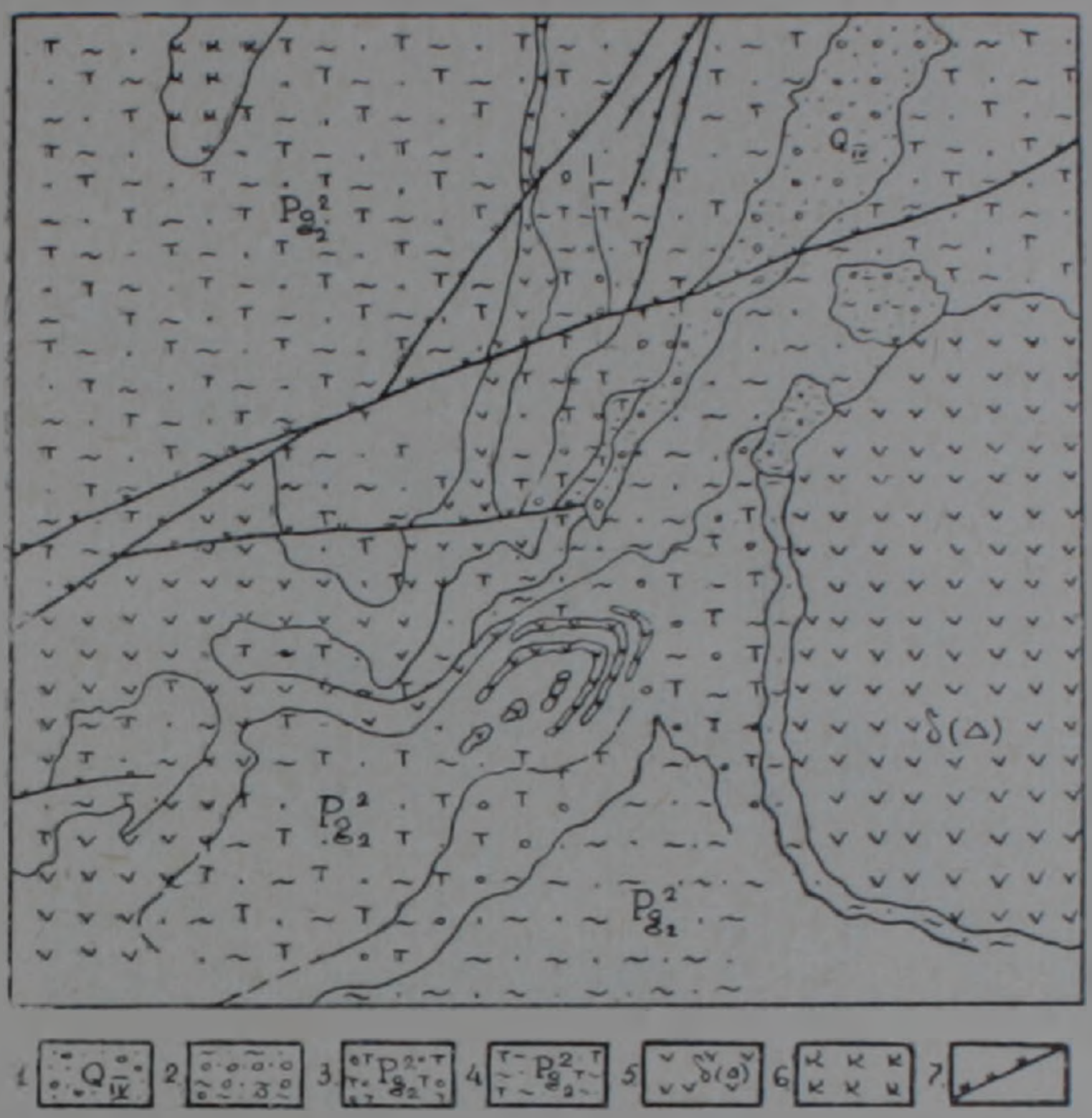
На северо-восточном углу снимка довольно четко дешифрируются оползни с характерными для них формами рельефа и речной сети. При соответствующих фотограмметрических измерениях можно достаточно точно определить механизм движения как целого оползня, так и его отдельных блоков.

Второй участок (фиг. 2а, 2б) в литологическом отношении характеризуется развитием перемежающихся слоев алевролитов, песчаников, туфоконгломератов среднего эоцена и валунно-галечными отложениями плиоцен-четвертичного возраста. Кроме того, в северной части аэроснимка обнажаются довольно крупный выход диорит-порфиритовой субинтрузии и многочисленные жильные породы разных размеров и составов.

Фиг. 2-а. Характер дешифрируемости субинтрузивов, комплекса дайковых и межпластовых субинтрузивных пород среди среднеэоценовых туфоосадочных отложений севернее сел. Заритап (аэроснимок крупного масштаба).

В пределах снимка, на осадочных образованиях среднего эоцена, развит дендритообразный рисунок речной сети, чем и в основном они отличаются от других образований этого участка. Указанное обстоятельство говорит почти об одинаковом сопротивлении слагаемых пород эрозии. При тщательном стереоскопическом рассмотрении снимков с трудом улавливается также и диагональная форма речной сети, обусловленная элементами залегания пород, а также развитием здесь небольших разрывных нарушений. Для литологического дешифрирования этой толщи необходимо использовать аэроснимки более крупных масштабов.

Очень интересны останцевые возвышенности верхний-плиоцен-четвертичных галечных террас в южной части аэроснимка, дешифрирующихся очень четко благодаря своему монотонному рисунку фотоизображения и почти идеально сглаженной форме рельефа. Нижняя граница этих галечников с подстилающими среднеэоценовыми отложениями также отбивается четко.



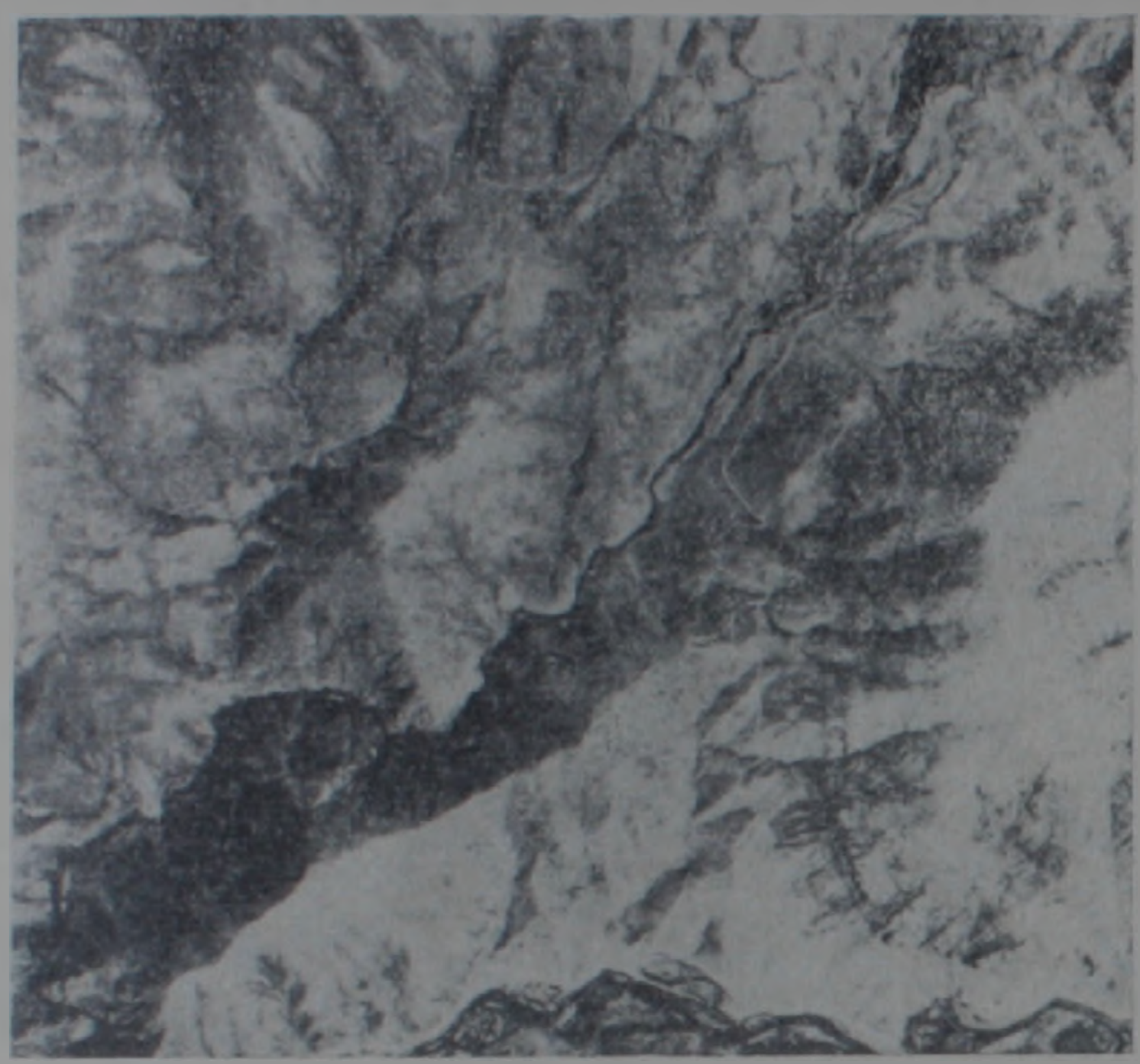
Фиг. 2-б. Геологическая схема на площади аэроснимка. 1. Современные аллювиальные отложения. 2. Верхний плиоцен (апшерон)—галечники высоких террас 3. Средний эоцен—туфоконгломераты с подчиненными им пачками и горизонтами песчаников, алевролитов и др. 4. Средний эоцен—алевролиты, песчаники с подчиненными им пачками туфоконгломератов и др. 5. Диоритовые порфириты (предверхнеэоценовые). 6. Диорит-порфиритовые и габбро-порфиритовые дайки. 7. Разрывные нарушения: а) достоверные, б) предполагаемые.

Широко распространенные на площади аэроснимка жильные породы, как правило, характеризуются линейно-вытянутыми формами рельефа и прекрасно дешифрируются. В самой северо-западной части аэроснимка отдешифрирована (фиг. 2б) целая серия жильных пород северо-восточного простирания.

В пределах аэроснимка разрывные нарушения развиты слабо. Небольшое разрывное нарушение северо-восточного простирания отдешифрировано только в центральной части. Это нарушение распознается по морфологическим признакам—к нему приурочены прямолинейные участки речных долин и, кроме того, примерно в центре аэроснимка четко наблюдается смещение дайки на 8—10 метров.

На последнем примере (фиг. 3а, 3б), как и в предыдущем, также распространены среднеэоценовые туфоалевролитовые отложения, пронизанные субинтрузиями диорит-порфиритов предверхнеэоценового времени. Указанные образования смещены разрывными нарушениями северо-западного простирания.

Среднеэоценовые туфоосадочные отложения, также как и во втором примере, характеризуются почти аналогичными дешифровочными при-



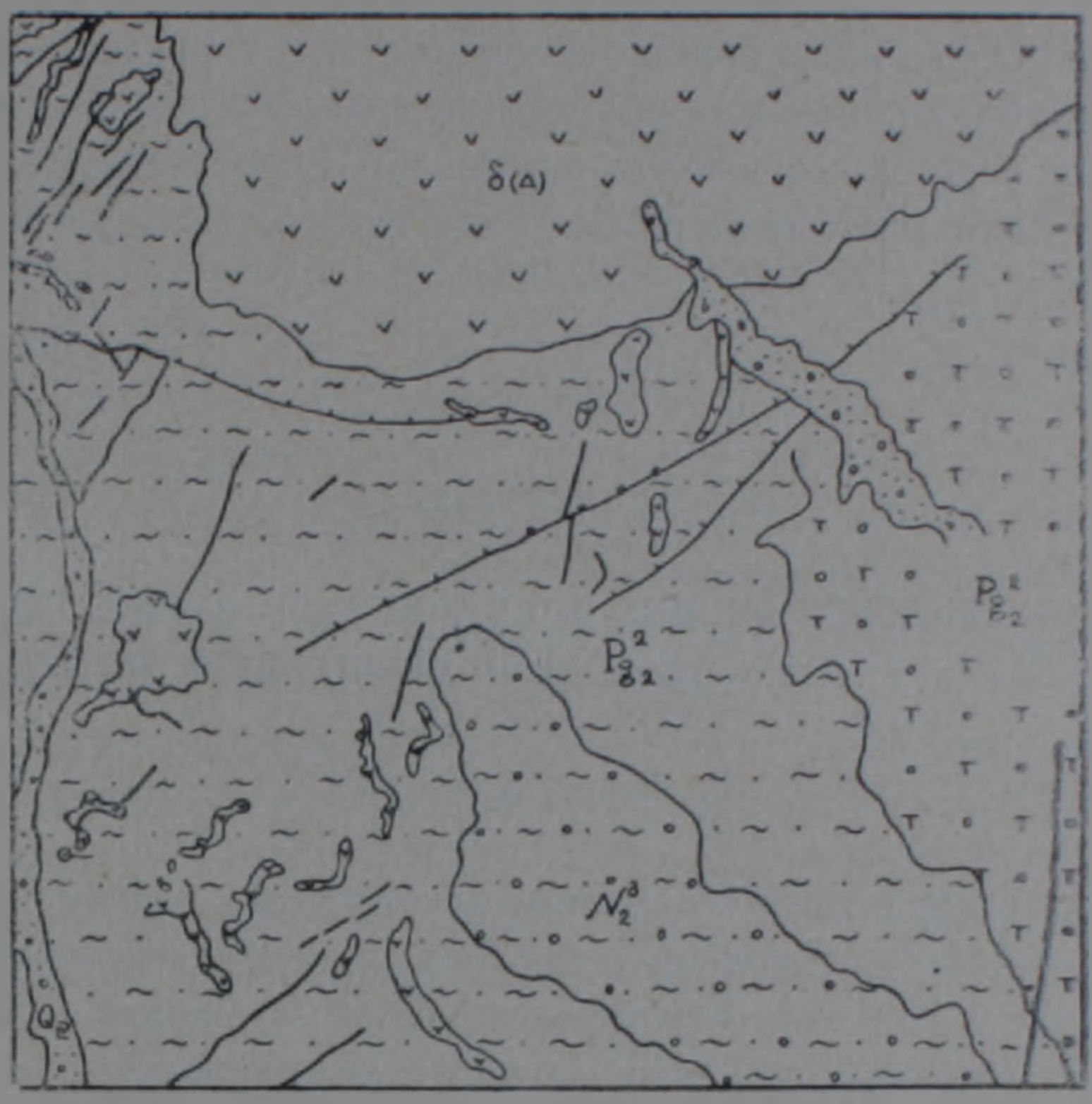
Фиг. 3-а. Характер дешифрируемости субинтрузивов и разрывных нарушений в бассейне нижнего течения реки Гер-Гер (аэроснимок крупного масштаба).

знаками, только здесь в южной части аэроснимка довольно уверенно отбивается туфоконгломератовый горизонт от нижележащих алевролитов по небольшому обрывистому уступу в рельефе, соответствующему границе этих пород (обрывы образуют более крепкие туфоконгломераты).

Особенно четко и эффектно выделяется диорит-порфиритовая субинтрузия в восточной части аэроснимка, где наряду с характерным фототоном и рисунком фотоизображения, важным дешифровочным признаком является также характер развития речной сети, который здесь имеет радиальное расположение, подчеркивающее форму и размеры этого субинтрузивного тела. Указанные признаки дают основание без труда выделить его среди туфоосадочных отложений среднего эоцена.

В центральной и западной частях аэроснимка указанные породы дешифрируются менее уверенно ввиду почти одинаковой с вмещающими породами сопротивляемости процессам выветривания.

Весьма уверенно и легко дешифрируется довольно крупный разлом с оперяющими второстепенными разломами в центральной части участка. Этот разлом мощностью 18—20 *м* фиксируется, в первую очередь, по линейно-вытянутому рисунку фотоизображения, положительным формам рельефа, а также конфигурацией речной сети, в местах пересечения с линией разлома. Зона нарушения в основном представлена окварцованными тектоническими брекчиями, сильно гидротермально-измененными породами и глинкой трения. В зоне разлома на месте пересечения его с западным ущельем имеются выходы минеральных источников.



Фиг. 3-б. Геологическая схема на площади аэроснимка. 1. Современные аллювиальные отложения. 2. Галечники высоких террас. 3. Средний эоцен—туфоконгломераты с подчиненными им линзами и горизонтами алевролитов 4. Средний эоцен—туфопесчаники, алевролиты, туффиты. 5. Диоритовые порфириты (предверхнеэоценовые). 6. Вторичные кварциты. 7. Разрывные нарушения.

Подытоживая вышеизложенное, можно отметить, что при предварительном дешифрировании аэрофотоснимков по Айоцдзорскому району становится возможным:

1. Выявить и оконтурить многочисленные субинтрузивные и субвулканические образования среди среднеэоценовых туфоосадочных отложений с установлением их форм залегания, контактовые взаимоотношения и т. д.

2. Внутри среднеэоценовых отложений дешифрированием отдельных литологических горизонтов и слоистости пород устанавливать их структуру.

3. Во многих местах довольно точно закартировать пестрый комплекс жильных пород, пользующийся здесь большим распространением, а также многочисленные разрывные нарушения разного характера, трещины, зоны гидротермально-измененных пород, оползни и т. д.

Сходимость результатов дешифрирования выделенных при предварительном этапе контуров с полевой проверкой практически оказалась полной.

В заключение следует указать, что хотя Айоцдзорский район является одним из наиболее хорошо изученных в геологическом отношении районов республики, все же, применением аэрометодов стало возможным выявить ряд существенных элементов геологического строения, уточняющих наши представления о геологии этого интересного района.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 11.IX.1972-

Ս. Վ. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ

ՍՈՒԲԻՆՏՐՈՒԶԻՎՆԵՐԻ ԵՎ ԱՅԼ ԳՈՅԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՎԵՐՄԱՆԱՆԱՆ ՈՐՈՇ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԱՐՓԱՅԻ ՍԻՆԿԼԻՆՈՐԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ներկա հոդվածը նվիրված է աէրոֆոտոնկարներից ստացված երկրաբանական ինֆորմացիայի հարցերին, որի համար որպես հետազոտությունների օբյեկտ ընտրվել է Արփայի սինկլինորին։ Վերջին տարիների ընթացքում կատարված ուսումնասիրություններից ստացված նոր տվյալները պարզաբանում և ճշտում են մեր պատկերացումները այդ սինկլինորիի երկրաբանական կառուցվածքի մասին։

Բազմաթիվ աէրոնկարների վերծանման հիման վրա ուսումնասիրվում ու նկարագրվում են երկրաբանական այս կամ այն գոյացումները, ինչպես նաև այդ գոյացումների վերծանման առանձնահատկությունները կապված ժամանակակից ռելիեֆում և միկրոռելիեֆում նրանց առաջացրած զանազան ձևերի պարզաբանման հետ։

Հոդվածում բերված երեք աէրոնկարները և նրանց վերծանման հիման վրա կազմված երկրաբանական սխեմաները ցայտուն կերպով ցույց են տալիս միջին էոցենի շերտախմբի լիթոլոգիական մասնատման հնարավորությունները և հատկապես սուբինտրուզիվների և սուբհրաբխային ապարների անջատումը վերջիններից։ Հնարավոր է դառնում նաև ճշտելու այդ գոյացումների ստրուկտուրային դիրքը միջին էոցենի հաստվածքի մեջ։

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 39—45, 1973

УДК 553.27

Р. А. САРКИСЯН

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРЕ И ОСОБЕННОСТЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ КАФАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Длительное время Кафанское месторождение является объектом детальных геологических исследований. В последнее время особенно возрос интерес к этому месторождению в связи с увеличением производственной мощности обогатительной фабрики. Правильное понимание геологических и структурных условий образования месторождения способствует целенаправленному ведению поисковых и разведочных работ в пределах рудного поля и района.

Многие аспекты геологии Кафанского рудного поля относительно полно и хорошо изучены и освещены в целом ряде работ. Основным, и в то же время дискуссионным остается вопрос о времени образования и связи оруденения с определенными магматическими комплексами и структурных условий локализации оруденения.

Одни исследователи [2, 3] рассматривают формирование и развитие пликативных и разрывных структур в связи с тангенциальными силами, действовавшими в взаимно-перпендикулярных направлениях в среднеюрское и послеверхнеюрское время, т. е. план деформации тектонических напряжений в послеверхнеюрское время изменился на 90° по сравнению с среднеюрским периодом. Другие—образование тех же структур связывают с вертикально направленными силами.

В процессе проведения последующих исследований получены дополнительные данные, позволяющие высказать новую точку зрения по обсуждаемому вопросу.

Кафанская антиклинальная структура, призамковые части которой представлены вулканитами среднеюрского возраста, рассматривается нами как первично вулканическое сооружение, имевшее устойчивую тенденцию воздымания в верхнебайосское время.

В пользу этого представления свидетельствуют следующие факты 1) накопление среднеюрских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований происходило в субаэральных и прибрежно-морских условиях. На наземные или прибрежные условия образования пород указывает наличие агломератовых и спекшихся туфов, а также фьямме, распространенных в районе рудника 7—10 [4]; 2) наблюдаемое уменьшение размеров обломков в вулканогенно-осадочных породах средней юры с удалением от полосы Саядкар-Катар в юго-восточном направлении (в частности, к району ущ. р. Чинар); 3) существование галек и конгломератов пород средней юры в основании верхнеюрских образований (район разв. с. Каварт) и фиксируемое (по-видимому, вулканическое) несогласие между вулканитами средней и верхней юры; 4) значительное умень-

шение мощности вулканогенно-обломочной толщи верхней юры у свода поднятия.

Небезынтересно отметить, что именно к этой поднятой Саядкар-Катарской полосе приурочена наибольшая концентрация жильных пород, в том числе субвулканических и дайковых образований кварцевых дацитов и липаритов.

Отсюда следует, что в среднеюрское время существовало вулканическое поднятие, которое в последующие фазы складкообразования еще больше осложнилось в связи с проявлением складчатой и разрывной тектоники. Вследствие сильной гидротермальной измененности рудовмещающей толщи и отсутствия специальных палеовулканических исследований рудного поля и района, выявление местонахождения вулканических аппаратов представляет значительную трудность. Этот вопрос должен быть предметом дальнейших изучений.

По отношению к консолидированной Кафанской антиклинальной складке, разрывные нарушения рудного поля, размещенные на ее северо-восточном пологопадающем крыле, имеют различные направления: северо-восточное, северо-западное, близмеридиональное и субширотное.

По двум наиболее крупным разломам (Мец-Магаринскому и Барабатум-Халаджскому) рудное поле разбивается на три блока первого порядка, размером 8—10 *кв км* каждый. По этим же нарушениям устанавливаются крупноамплитудные перемещения блоков, при этом Западный блок опущен относительно Центрального, а Восточный—горстообразно поднят (фиг. 1).

Рудные жилы установлены во всех выделенных блоках первого порядка, но они распространены крайне неравномерно и часто образуют скопления или кусты. Последние отделяются друг от друга слабо оруденелыми участками вмещающих пород.

Наибольшая концентрация рудных жил отмечается вдоль зоны Мец-Магаринского разлома, как в Западном (рудник № 1—2), так и в Центральном блоках. Относительно интенсивно они проявлены в северном фланге зоны, в районе рудника им. Комсомола (ныне все рудники объединены под общим названием «Комсомольский»), где на площади 200×400 м зафиксировано около 45 сложно ветвящихся жил близширотного простирания (фиг. 2), размещенных в узком блоке между Мец-Магаринским и Кавартджурским нарушениями.

Отличительной особенностью вещественного состава рудных жил и штокверковых зон района рудника им. Комсомола является то, что кроме пирита, халькопирита и незначительного количества полиметаллов, здесь установлены энаргит, теннантит, борнит, халькозин, алтаит и другие минералы, слабо развитые или отсутствующие в других участках рудного поля.

Некоторая концентрация рудных жил близмеридионального и субширотного направлений известна на южном фланге (рудник «Барабатум») в пределах лежачего бока Кавартджурского нарушения.

Большое количество рудных жил, расположенных группами, уста-

Фиг. 1. Схематический структурный план Кафанской группы месторождений. 1. Габбро, габбро-диабазы. 2. Липариты. 3. Кварцевые дациты. 4. Вулканогенные образования андезито-базальтов и андезитов ($J_3 ox_2$—km). 5. Эффузивно-пирокластическая толща андезитов, андезито-дацитов ($J_2 bj_2$) 6. Эпидотизированные вулканиты андезито-базальтов и андезитов ($J_2 bj_1$). 7. Тектонические нарушения. 8 Направление перемещения блоков: а) вниз, б) вверх 9. Ось антиклинальной складки. 10. Границы магматических комплексов: а) предполагаемая, б) установленная 11. Тела, спроектированные на поверхность. 12. Штокверковые зоны. 13. Рудные жилы.

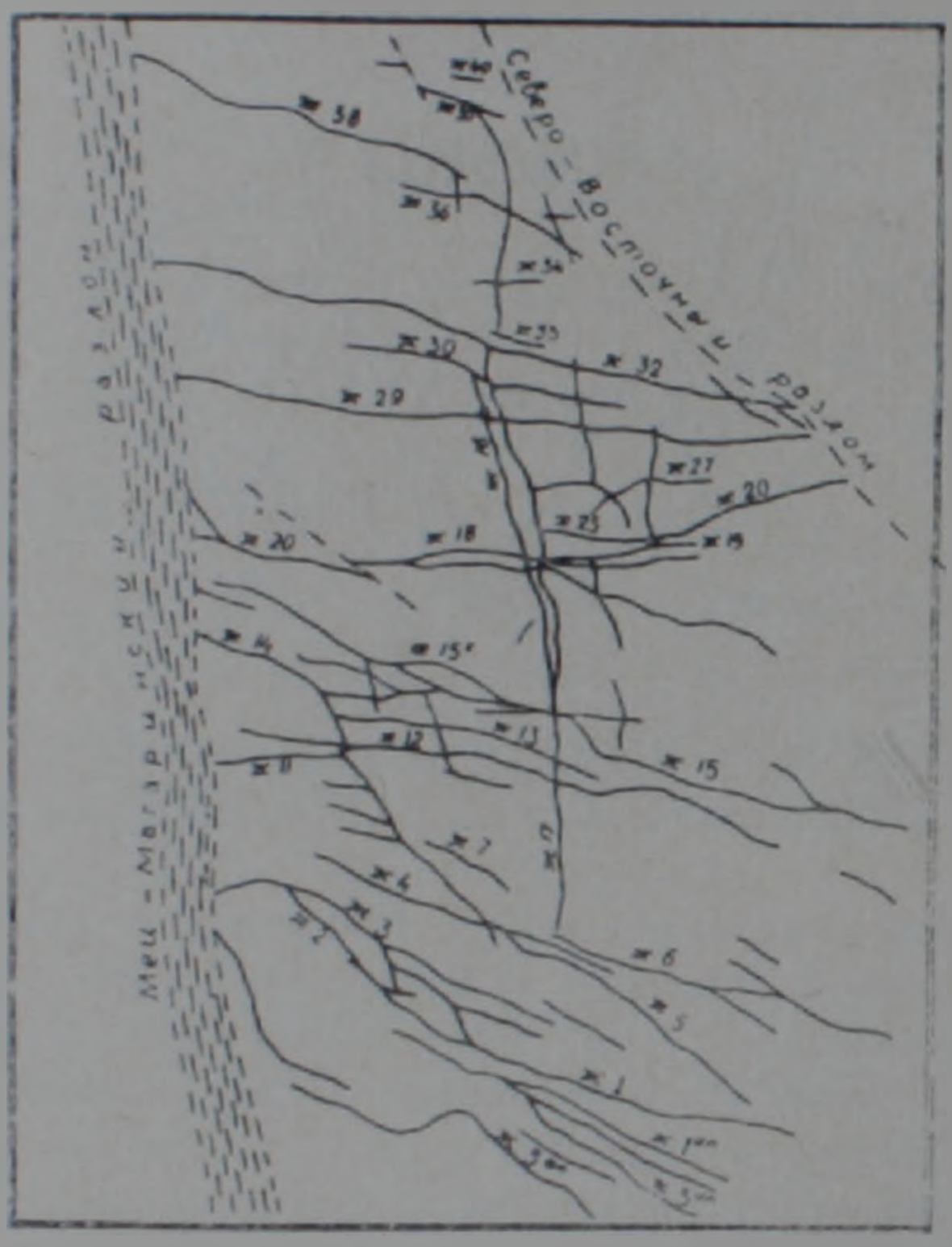
новлено в пределах Восточного блока, в руднике им. Шаумяна, где они подсечены горноразведочными выработками и горизонтальными скважинами.

Протяженность рудных жил колеблется от нескольких десятков метров до 350—400 *м*, при средней мощности 0,2—0,5 *м*. Жилы по простиранию и падению извилисты, что указывает на принадлежность их к трещинам отрыва. Несмотря на некоторую извилистость жил по простиранию, в целом они имеют субширотную ориентировку.

Строгая приуроченность рудовмещающих жильных трещин к среднеюрской вулканогенной толще и полное их отсутствие в вулканитах келловея-оксфорда свидетельствуют о доверхнеюрском возрасте образования этих трещин и о том, что в верхнеюрское время перемещения по ним не происходили.

Выдержанное субширотное направление жильных трещин в различных тектонических блоках свидетельствует об их близодновременном образовании при действии ориентированных тектонических напряжений и о том, что эти трещины являются самостоятельными структурами, не зависящими от направления крупных нарушений, разделяющих блоки.

Некоторые исследователи [1] считают, что жильные трещины представляют собой структуры, оперяющие основные разломы. Об этом могло бы свидетельствовать эшелонированное расположение оперяющих трещин отрыва и скола вдоль основных нарушений, при этом в различных блоках они должны были бы иметь различную ориентировку по от-



Фиг. 2. Сложно ветвящиеся рудные жилы в руднике им. Комсомола, гор. 924 м (Центральный блок).

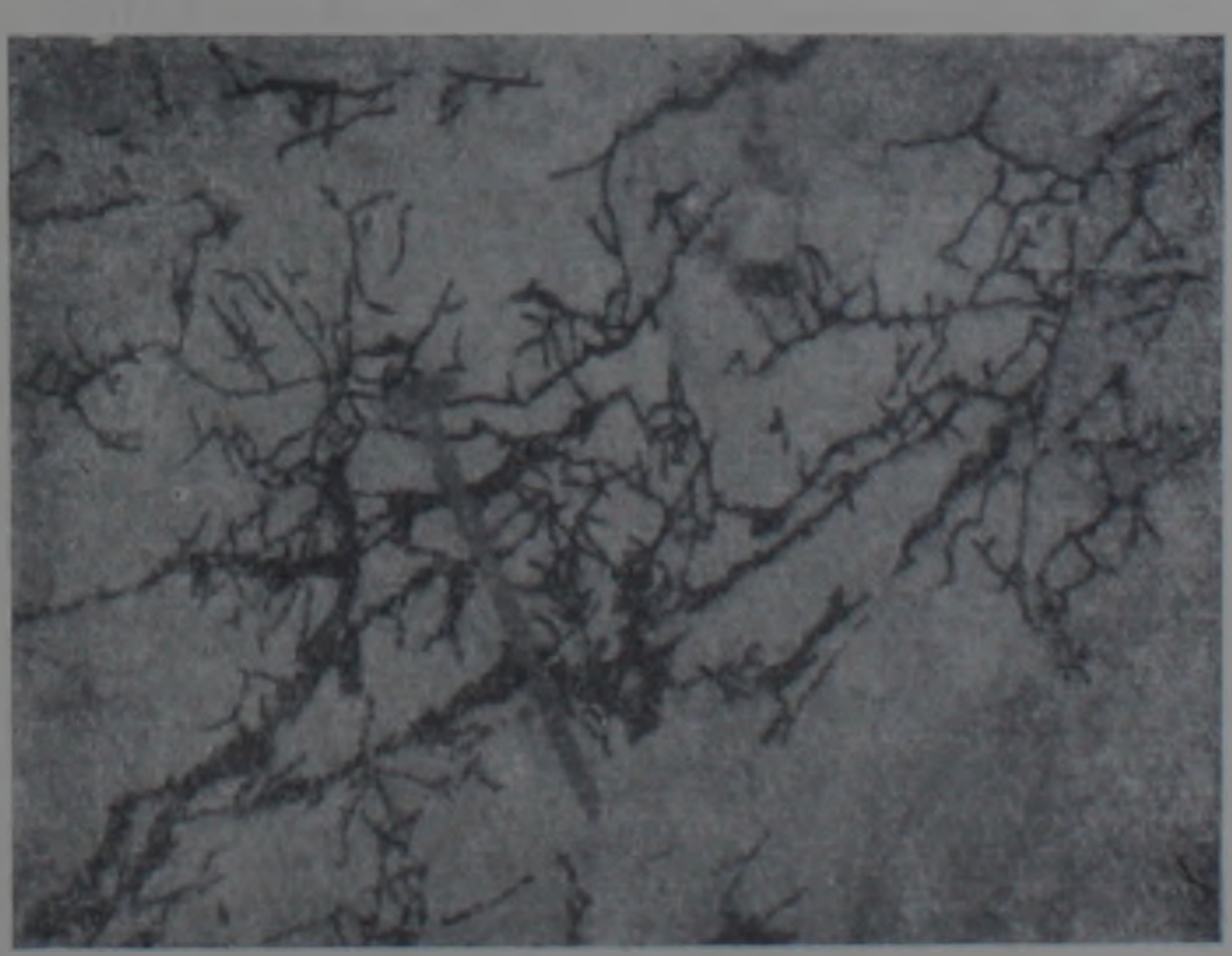
ношению к основным разломам в зависимости от направления и характера движений блоков.

Фактически, рудные жилы располагаются не только вблизи разломов, но и в значительном удалении от них, а также в центральных частях блоков. Нередко жилы и нарушения располагаются относительно друг друга под прямым углом, что невозможно объяснить «простым оперением». В случае оперения, трещины отрыва должны иметь большую раскрытость (и соответственно, большую мощность жил) вблизи нарушений, чем в удалении от него, т. е. жилы должны выклиниваться с удалением. Однако такой тип выклинивания отмечается только у экранирующих структур (в частности, у Кавартджурского и других нарушений), и, вероятно, связано с тем, что в период трещинообразования мощные раздробленные и перемятые зоны крупных разломов служили своего рода «подушкой», вблизи которых произошла разрядка тектонических напряжений. В остальных случаях изменение мощности жил по простиранию (раздувы, пережимы) следует объяснить особенностями литологического состава вмещающей среды и скрещиванием трещин различных направлений. Вышесказанное отнюдь не исключает возможность трещино-

образования у крупных нарушений, которое приводит к дополнительной раздробленности блоков и оказывает существенное влияние на морфологию рудных тел на этих участках.

Положение прожилково-вкрапленных зон также находится в зависимости от структуры и вмещающих пород рудного поля. Штокверки размещены главным образом в северо-западной части рудного поля в районе действующих рудников. Они приурочены к лежачему боку экранирующих нарушений или к их стыкам, располагаясь вблизи сводовой части антиклинальной структуры. С удалением от свода штокверки почти отсутствуют и рудные тела представлены преимущественно жилами (восточный блок). Подтверждением этого является наличие штокверкового оруденения в рудниках 7—10, 1—2, им. Комсомола и почти полное его отсутствие на участке им. Шаумяна.

Восточный штокверк рудника им. Комсомола состоит из мелких жил и прожилков в основном широтного простирания и сопутствующей вкрапленной минерализации. Штокверк, падающий в целом на северо-восток, приурочен к лежачему боку Кавартджурского разлома, где отмечаются окварцованные лавобрекчии и пирокласты андезито-дацитового состава, кверху переходящие в монокварциты. С глубиной оруденение сменяется и переходит в более или менее выдержанные жилы, сконцентрированные вблизи зоны разлома. Это изменение строения рудного тела связано, вероятно, с тем, что на верхних горизонтах рудника развиты жесткие породы (кварциты), в которых развивалась интенсивная трещиноватость, приведшая к образованию невыдержанных, сложно ветвящихся прожилков (фиг. 3). В подстилающих кварциты измененных вулканитах образовались более выдержанные и протяженные трещины.



Фиг. 3 Сложно переплетающиеся рудные прожилки, образующие штокверковые зоны. Рудник им. Комсомола, гор. 960 м.

Следует отметить, что четкую границу между жилами и штокверками провести трудно, поскольку нередко они связаны постепенными взаи-

мопереходами. Сложное сочетание благоприятной литологической среды и тектонической ее подготовленности служило предопределяющим фактором в размещении рудных тел.

Пострудные нарушения в пределах рудного поля проявлены значительно интенсивно и часто представлены трещинами с маломощной глинкой притирания. Пострудные подвижки устанавливаются также вдоль швов крупных разрывных нарушений. На наличие этих подвижек указывают растасканность и раздробленность кварцево-рудных жил, размещенных внутри зон разломов (Мец-Магаринского, Башкендского и др). Поскольку перемещение блоков относительно друг друга происходит по ослабленным и уже образованным глинистым швам, то примыкающие к зоне нарушений рудные жилы слабо подвергаются механическим воздействиям. Несмотря на это, параллельная система сколовых трещин, в целом составляющих широкую зону разлома, кулисообразно смещает цельные обрывки рудных жил (длиною в несколько метров) на амплитуду в 5—10 *м*. Определение амплитуды смещения по крупным нарушениям значительно затрудняется отсутствием маркирующих горизонтов и однообразным расположением рудных жил как в висячем, так и в лежачем боках разломов, трудно сопоставляемых друг с другом.

Отработка штокверковой зоны рудника им. Комсомола показала наличие больших пострудных смещений и на этом участке. Так, Кавартказское нарушение (ранее выделявшееся многими геологами как дорудное) на поверхности устанавливается у родника разв. с. Кавart по несоответствию литологических разрезов по обоим берегам Нижнекавартского ручья, а также по изгибу слоистых туффитов и известковых туфопесчаников в сторону сместителя (к северо-востоку). Верхнеюрские породы при этом не затронуты смещениями. При движении к юго-западу Кавarткарское нарушение смещает как зону Кавартджурского разлома, так и размещенные в пределах его лежачего бока рудные тела, а затем прослеживается до Мец-Магаринского нарушения. К пострудным смещениям, вероятно, следует отнести подвижки по Северо-Восточному нарушению (буровыми работами подсечены серии жил в пределах его висячего бока).

Подытоживая вышеприведенное, следует отметить, что развитие разрывных структур представляло собой весьма длительный процесс, начавшийся еще на раннем этапе вулканической деятельности, продолжавшийся в период образования устойчивого сводового поднятия и обусловивший последующее блоковое строение этого участка. Дальнейшее развитие этих структур в нижнемеловое время трудно устанавливается из-за отсутствия молодых отложений. По ряду нарушений в верхнеюрское время (после верхнего оксфорда-кимериджа) происходили существенные подвижки, приведшие к разрастанию (омолаживанию) зон древних разломов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13-IX.1972.

Ռ. Հ. ՍԱՐԿՍՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԵՎ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱՅՆԱՑՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ղափանի անտիկլինալ ստրուկտուրան ծագումով հրաբխա-տեկտոնական է։ Երկրաբանական և տեկտոնական հետագա զարգացման ընթացքում հանքային դաշտը ստացել է բեկորային (բլոկային) կառուցվածք։ Մեծ-Մաղարայի և Խարաբախում-Հալաջի խախտումներով հանքային դաշտը բաժանվել է երեք խոշոր բեկորի, որոնց մեջ և տեղադրված են հանքային մարմինները, րստ որում Արևմտյան և Կենտրոնական բեկորներում մեծ տարածում ունի երակային և շտոքվերկային, իսկ Արևելյան բեկորում՝ մեծ մասամբ երակային տիպի հանքայնացումը։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Ванюшин С. С.* Основные закономерности локализации оруденения в Кафанском рудном поле. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XVII, № 2, 1964.
2. *Котляр В. Н.* Структура Зангезурского рудного поля. Известия АН СССР, серия геол. № ,2, 1938.
3. *Котляр В. Н., Лейс Ю. А.* История формирования структуры Кафанского рудного поля (Малый Кавказ). Известия ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 3, 1966.
4. *Чолахян Л. С., Сатиан М. А., Саркисян Р. А.* К литологии вулканокластов верхнего байоса правобережья р. Каварт (Кафан). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1 ,1972

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 46—53, 1973

УДК 550.38

Ц. Г. АКОПЯН, Д. О. МИНАСЯН

СТАБИЛЬНОСТЬ НАМАГНИЧЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД АРМЕНИИ ПО ОТНОШЕНИЮ КО ВРЕМЕНИ

Первичная намагниченность I_n^0, которую горная порода приобретает в момент своего образования, всегда несет в себе информацию о геомагнитном поле того времени. Но горные породы «живут» миллионы лет и за это время находятся под воздействием различных внешних факторов (постоянные и переменные поля, температура, время и др.). Воздействие этих факторов на горные породы в магнитном поле Земли приводит к частичному разрушению I_n^0, а также к образованию вторичных намагниченностей, которые могут значительно искажать направление первичной намагниченности. Поэтому достоверность полученных сведений о магнитном поле Земли прошлых эпох (при изучении направления I_n горных пород) зависит от того, насколько точны определения синхронности пород и их намагниченности.

Из всех видов вторичных намагниченностей значительное место занимает вязкая намагниченность, которая возникает у горных пород в естественных условиях благодаря очень длительному воздействию магнитного поля Земли. Поэтому, для палеомагнитных исследований очень важно выяснить характер влияния вязкой намагниченности на I_n^0 с точки зрения стабильности пород по отношению ко времени. Если учитывать, что термоостаточная намагниченность (которая для изверженных пород является первичной компонентой) всегда является наиболее остаренной компонентой I_n, а вязкая намагниченность—наиболее «свежей» [2, 3], то можно предполагать, что изменения величины и направления I_n, в зависимости от времени «выдержки» в основном будут обусловлены изменениями вторичной компоненты.

Закономерность возрастания остаточной намагниченности с увеличением времени воздействия магнитного поля была отмечена как в геологическом масштабе времени, так и в лабораторном. Так, Римбер наблюдала рост остатсчной намагниченности изверженных горных пород в магнитном поле при выдержке до 5 месяцев [7]. Ряд других исследователей этот рост наблюдали в течение около двух лет [4, 5, 6].

Авторы настоящей статьи попытались выяснить характер изменения величины и направления I_n в магнитном поле Земли в зависимости от «выдержки» разновозрастных вулканогенных и эффузивных пород Армянской ССР.

Для сравнения были изучены также осадочные и интрузивные породы Армении. Коллекция изученных образцов была представлена как

слабо-, так и сильномагнитными эффузивными, интрузивными и осадочными породами среднеюрско-верхнечетвертичного возраста.

Для исследования стабильности по отношению ко времени, образцы были поставлены на «выдержку» в земном магнитном поле на довольно длительное время. По расположению составляющих вектора I_n коллекция была разделена на две группы: 1) для первой группы образцов I_{nx} составляющая была направлена на юг, а для I_{nz} — вертикально вниз; 2) для второй группы — I_{nx} составляющая была направлена на юг, а для I_{nz} — вертикально вверх.

Первая группа образцов (как обратно, так и прямо намагниченные породы юрского, мелового, эоценового и верхнеплиоценового возраста) выдерживалась в вышеуказанном положении в течение 66 месяцев и за это время измерялась 3—4 раза. Во вторую группу входили исключительно прямо намагниченные образцы среднечетвертичного возраста, которые держались в течение 36 месяцев и за это время измерялись 4—5 раза.

Результаты этих исследований приведены в виде графиков изменения величины и направления естественной остаточной намагниченности. На графиках приводятся характерные кривые для изученных возрастных подразделений, а в общем было изучено около 300 образцов.

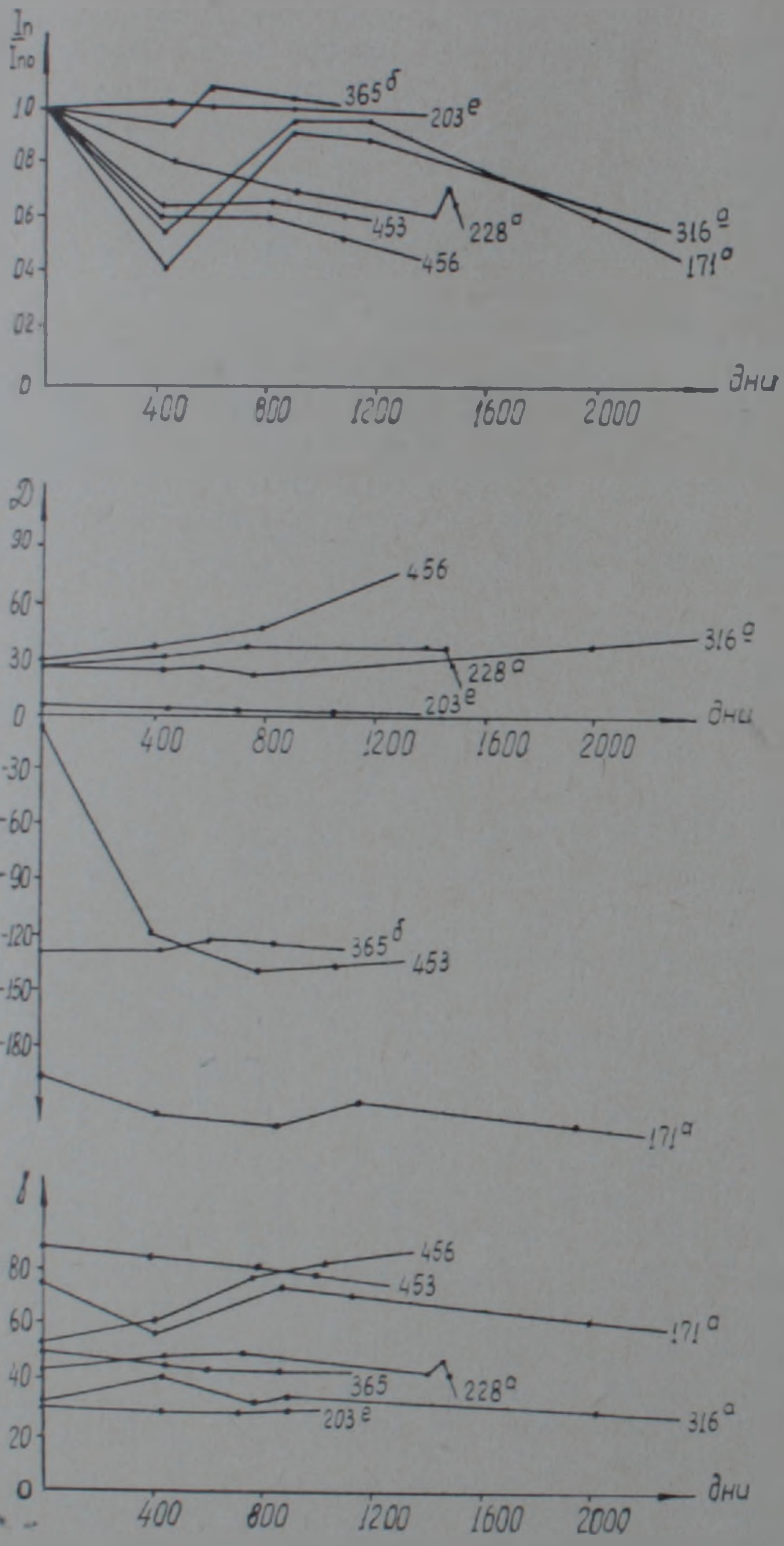
На фиг. 1 изображены графики изменения величины и направления I_n образцов средне-верхнеюрского и мелового возраста. На этих графиках наблюдаются значительные изменения величин и направления I_n, за исключением отдельных образцов, представленных относительно сильномагнитными вулканогенными породами.

Для пород эоценового возраста, которые представлены сравнительно слабомагнитными туфопесчаниками и граноднорitами, наблюдаются резкие отклонения величин I, D и J от первичных значений (фиг. 2). Исключение составляют обр. 307а (базальт) и 450в (туфопесчаник), которые по сравнению с другими образцами довольно сильно магнитны.

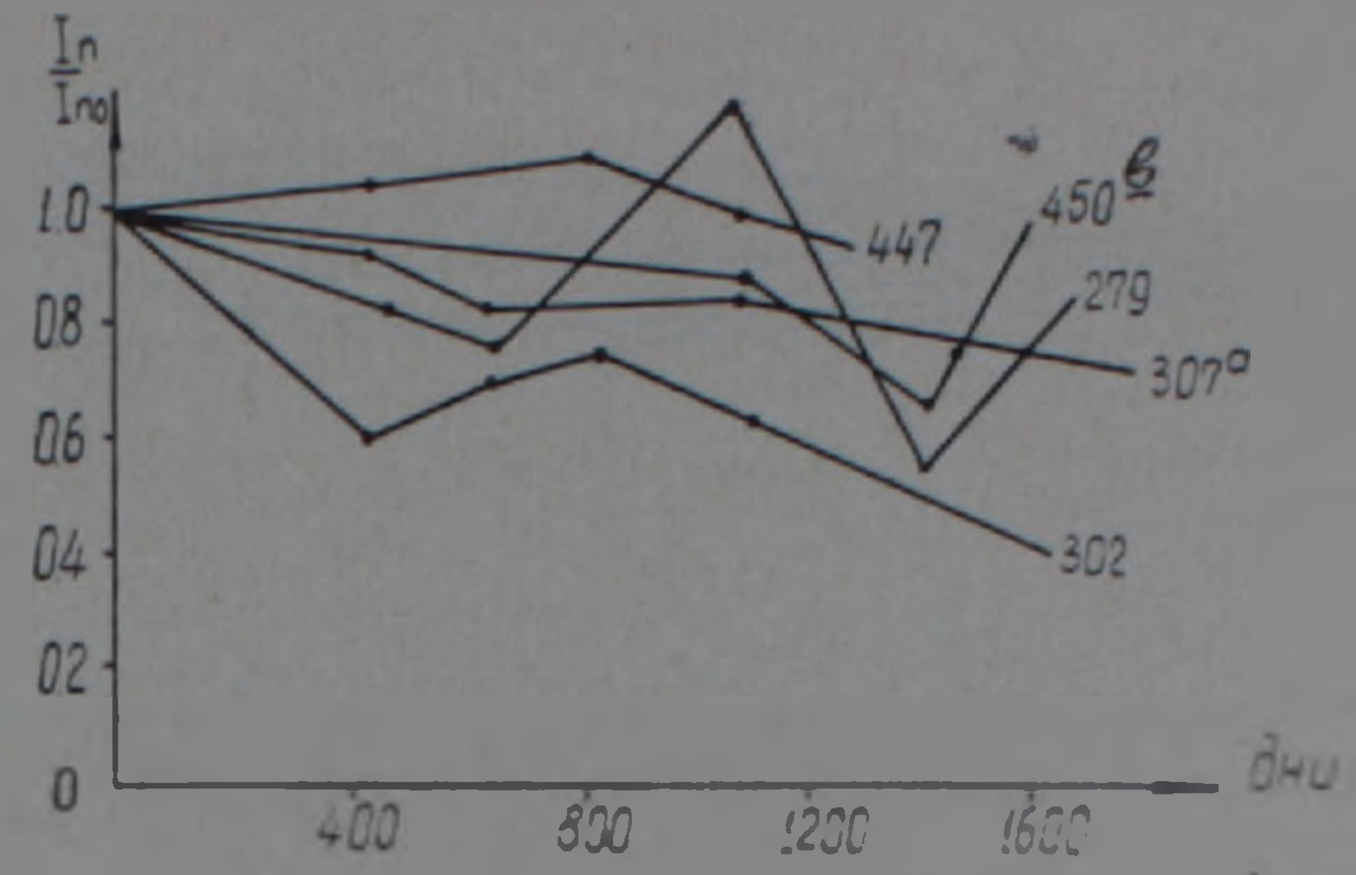
Породы верхнеплиоценового возраста представлены сильно магнитными долеритовыми и андезито-базальтовыми лавами, среди которых имеются как прямо, так и обратно намагниченные образцы. Длительная выдержка в земном магнитном поле указывает на незначительное уменьшение величин I_n и на стабильность направления этих образцов независимо от полярности намагниченности (фиг. 3).

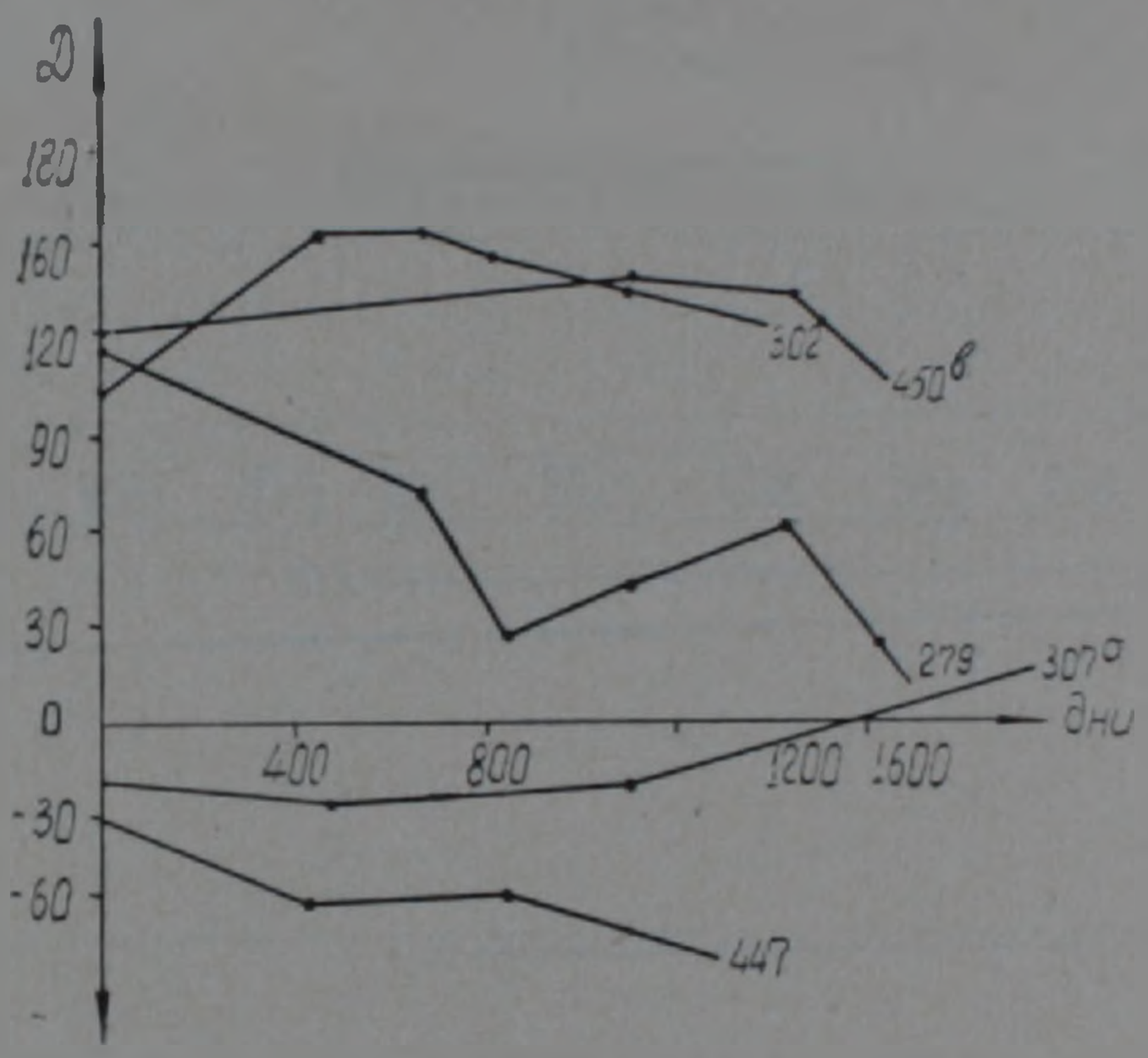
Аналогичная закономерность получена для образцов нижнечетвертичного возраста (фиг. 4).

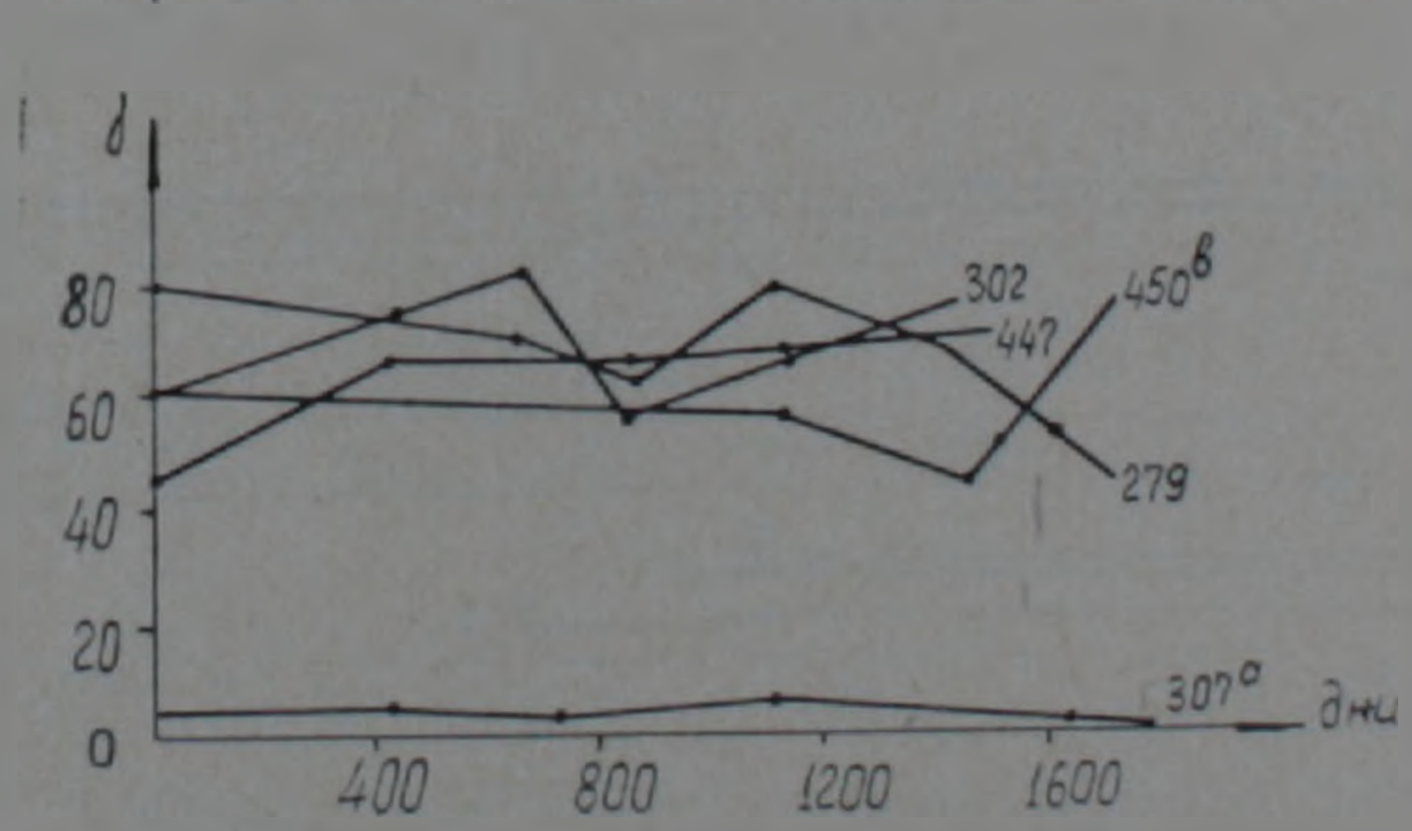
Андезито-базальты, андезито-дациты и туфы среднечетвертичного возраста, которые исключительно намагничены прямо и характеризуются большими значениями I_n, были поставлены антипараллельно магнитному меридиану. Как показывают графики измерения I_n, D, J, (фиг. 4), независимо от положения вектора I_n по отношению к магнитному меридиану, направления I_n всех образцов оставались неизменными во всем временном интервале, а величины I_n уменьшились незначи-



Фиг. 1. Графики изменения величин и направления I_n пород среднеюрского (обр. 453, 456—порфириты), верхнеюрского (обр. 316а—базальт, обр. 171а—порфирит) и мелового (обр. 365б, 228а, 203е—порфириты) возраста в зависимости от времени «выдержки» в земном магнитном поле.



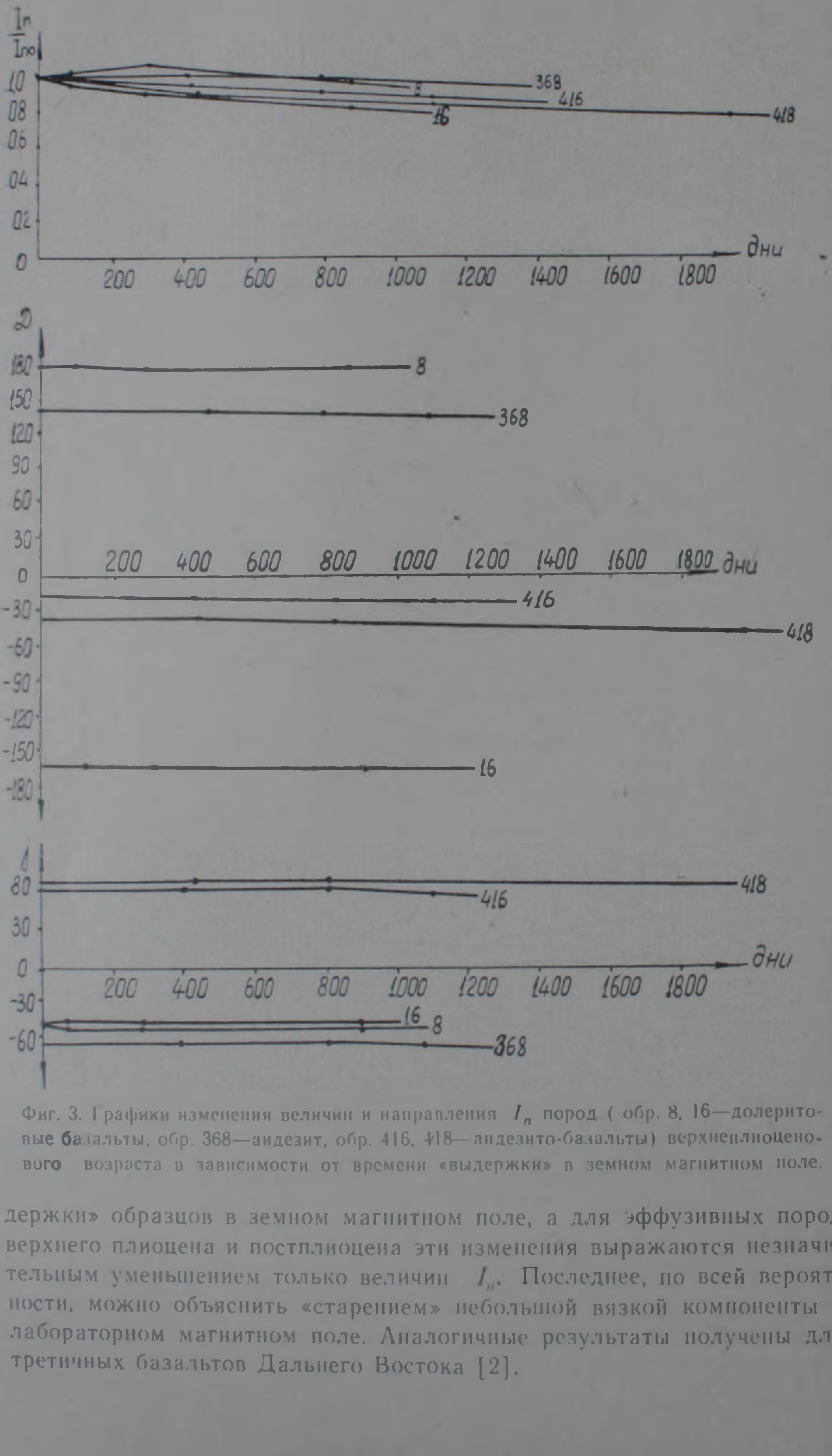




Фиг. 2. Графики изменения величин и направления I_n пород эоценового возраста (обр. 447, 279, 302—гранодиориты, обр. 450в—туфопесчаник, обр. 307а—базальт) в зависимости от времени «выдержки» в земном магнитном поле.

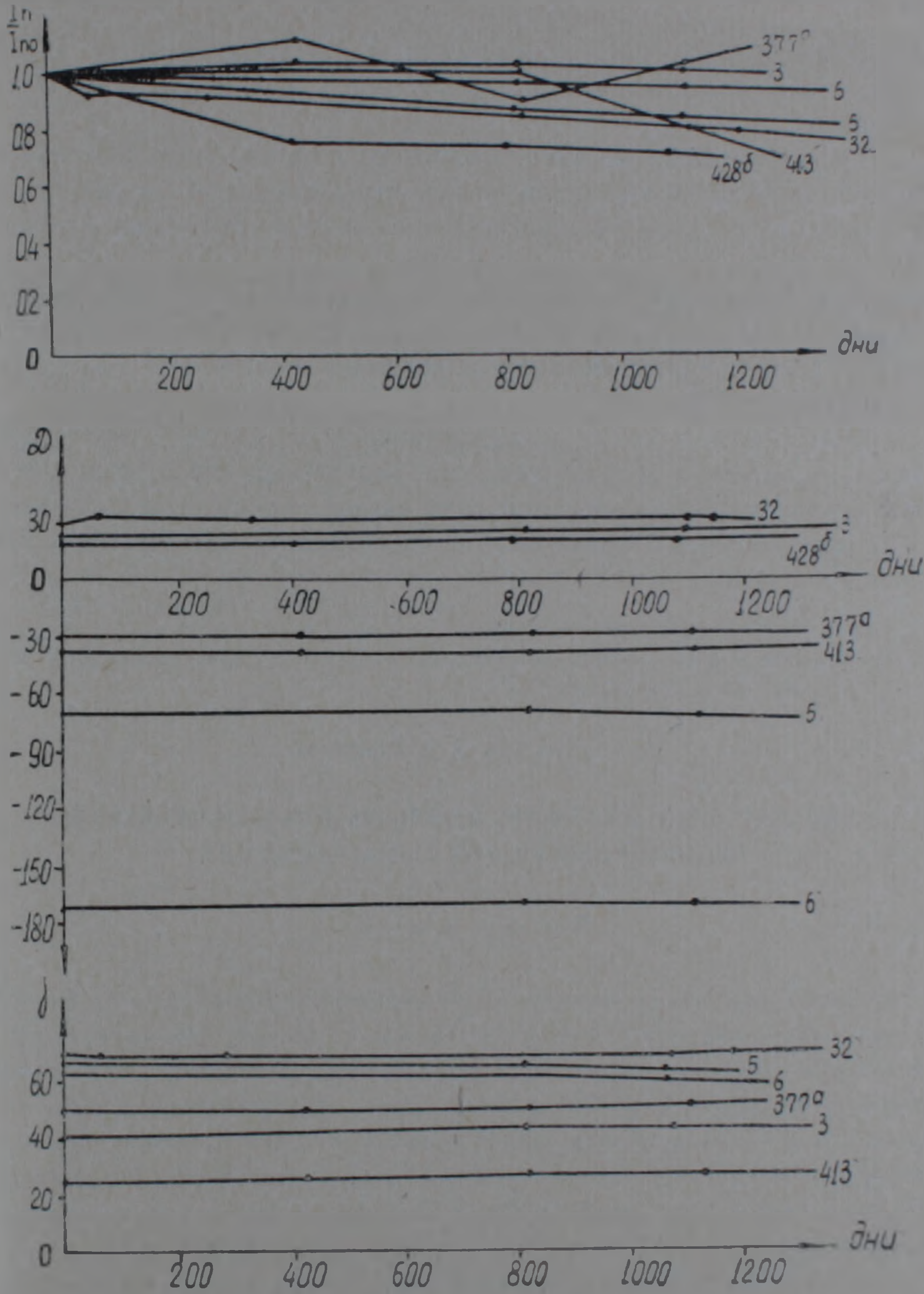
тельно. Такая же картина наблюдается для прямо намагниченных пород верхнечетвертичного возраста.

Таким образом у вулканогенно-осадочных и интрузивных пород древнее верхнеплиоценового возраста наблюдаются довольно большие изменения величин и направления I_n в зависимости от времени «вы-



Фиг. 3. Графики изменения величин и направления I_n пород (обр. 8, 16—долеритовые базальты, обр. 368—андезит, обр. 416, 418—андезито-базальты) верхнеплиоценового возраста в зависимости от времени «выдержки» в земном магнитном поле.

держки» образцов в земном магнитном поле, а для эффузивных пород верхнего плиоцена и постплиоцена эти изменения выражаются незначительным уменьшением только величин I_n. Последнее, по всей вероятности, можно объяснить «старением» небольшой вязкой компоненты в лабораторном магнитном поле. Аналогичные результаты получены для третичных базальтов Дальнего Востока [2].



Фиг. 4. Графики изменения величин и направления I_n пород нижнечетвертичного (обр. 3—вулканический шлак, обр. 5, 6—базальты), среднечетвертичного (обр. 32. 428б—андезито-базальты) и верхнечетвертичного (обр. 413 ,377а—базальты) возраста в зависимости от времени «выдержки» в земном магнитном поле.

Выводы

1. Изменения величин и направления I_n в зависимости от времени «выдержки» более значительны у слабомагнитных пород, чем у сильномагнитных.

2. Породы древнее верхнеплиоценового возраста обладают значительной вторичной вязкой компонентой, что выражается в значительных изменениях I_n, D, I в зависимости от времени выдержки в земном магнитном поле.

3. Породы верхнего плиоцена и постплиоцена или не обладают вторичной вязкой компонентой, или эта компонента так мала, что ее влияние на первичную намагниченность выражается лишь небольшим умень-шением только величины I_n

4. При палеомагнитных исследованиях пород древнее верхнеплиоценового возраста и сравнительно слабомагнитных пород, надо иметь в виду значительное влияние вторичной вязкой компоненты на первичную намагниченность и применять методы «чистки» для удаления вторичных компонент.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук Армянской ССР

Поступила 20.III.1972.

Ց. Գ. ՀԱԿՈԲՅԱՆ, Ջ. Հ. ՄԻՆԱՍՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՈՐՈՇ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԿԱՅՈՒՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԺԱՄԱՆԱԿԻ ՆԿԱՏՄԱՄԲ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Լեռնային ապարների առաջնային մագնիսականություն իր մեջ կրում է երկրաբանական անցյալում Երկրի մագնիսական դաշտի վերաբերյալ որոշ ինֆորմացիա։ Սակայն այդ մագնիսականությունը ժամանակի ընթացքում, ենթարկվելով տարբեր գործոնների (ջերմություն, մագնիսական դաշտեր, ժամանակ և այլն) ազդեցությանը, կրում է զգալի փոփոխություններ։ Այդ գործոններից ամենաբնորոշը ժամանակն է, եթե ի նկատի ունենանք, որ լեռնային ապարները միլիոնավոր տարիներ կրում են Երկրի մագնիսական դաշտի ազդեցությունը։

Հոդվածում քննարկվում են մեզոզոյի և կայնոզոյի հասակի տարբեր մագնիսական հատկությունների հրաբխային ապարների մագնիսականության մեծության և ուղղության փոփոխությունները կախված ժամանակից։

Պարզվում է, որ համեմատաբար թույլ մագնիսականություն ունեցող և վերին պլիոցենից ավելի հին հասակի հրաբխային, նստվածքային և ինտրուզիվ ապարների մոտ բնական մագնիսականության մեծության և ուղղության փոփոխությունները Երկրի մագնիսական դաշտում կախված ժամանակից պայմանավորված են։ Այս փաստը խոսում է այն մասին, որ երկրորդային մագնիսականությունը տվյալ տիպի ապարների համար նկատելի տեղ է գրավում I_n-ի մեջ։

Վերին պլիոցենի և ավելի երիտասարդ հասակի էֆուզիվ ապարների համար անկախ մագնիսական հատկություններից այդ փոփոխություններն արտահայտվում են I_n-ի մեծության չնչին նվազումով, իսկ ուղղությունը մնում է անփոփոխ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. «Мир», М., 1965.
2. *Шолпо Л. Е.* Вязкая намагниченность горных пород. Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 3, № 45, 1961.
3. *Шолпо Л. Е., Яновский Б. М.* Вязкая намагниченность горных пород как специфический вид остаточной намагниченности. Сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Изд. СО АН СССР, Красноярск, 1963.
4. *Шолпо Л. Е.* Роль вязкой намагниченности в магнетизме горных пород. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 105, 1964.
5. *Шолпо Л. Е.* О закономерностях магнитной вязкости горных пород и методике ее изучения. Физика Земли, № 6, 1967.
6. *Greer K. M.* The remanent magnetization of unstable Keuper marls. Phyl. Trans. 250, № 974, 1957.
7. *Rimbert F.* Contribution à l'étuele de l'action de champs alternatifs sur les aimantations rémanentes des rockes. Theses, Paris, 1959.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 54—62, 1973

УДК 556.531.4

Г. К. ГАБРИЕЛЯН

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РЕЧНЫХ ВОД АРМЯНСКОЙ ССР

Воды рек Армянской ССР широко используются для орошения, в промышленности, энергетике, коммунальном хозяйстве и др. Знание минерализации и химического состава этих вод имеет большое практическое значение.

Ныне более 70 гидрологических станций Армянской ССР производят стационарные наблюдения над минерализацией и химическим составом. Результаты наблюдений регулярно публикуются в «Гидрологическом ежегоднике», однако все эти материалы до сих пор слабо изучены и не обобщены. Для составления настоящей статьи нами использованы материалы 50 станций, где ряд наблюдений охватывает более 4 лет (до 1968 года). Большинство станций расположено на низких гипсометрических отметках и только 2 станции расположены выше 2000 *м*. Использованы данные около 3900 химических анализов, из которых 1040—для бассейна р. Куры и 2850—для бассейна р. Аракс.

Наибольшее количество химических анализов речных вод приходится на май месяц (около 800), число анализов летнего и зимнего сезонов меньше. Например, в январе в республике анализировано всего лишь 68 проб, т. е. в 15 раз меньше, чем в мае. Такая картина весьма затрудняет обработку имеющихся данных, и часто на некоторых станциях среднемесячная минерализация определялась по интерполяции.

Многолетняя среднемесячная минерализация речных вод нами получена тремя методами—среднеарифметическим, графическим и с помощью кривой связи между расходом воды и минерализацией (табл. 1).

Как показывает таблица, среднегодовая минерализация речных вод небольшая. Она колеблется в небольших пределах—от 80 *мг/л* (р. Варденис—с. Варденик) до 725 *мг/л* (озеро Севан—остр. Севан). По классификации О. А. Алекина [1], речные и озерные воды Армянской ССР принадлежат в основном к группам малой и средней минерализации, только воды оз. Севан и р. Севджур имеют повышенную минерализацию.

Очень малую среднегодовую минерализацию имеют реки высокогорий. Анализы минерализации и химического состава наших проб (всего 18), собранных на массиве Арагац, Джавахетском и Варденисском хребтах в летнее время, показывают, что минерализация вод ручьев на высоте 2800—3300 *м* очень малая, колеблется в пределах 30—70 *мг/л*, причем мы полагаем, что значительная часть этого количества атмогенного происхождения и связана с импульверизацией.

В Армянской ССР наиболее распространены воды с минерализацией 200—300 *мг/л*. Такая картина минерализации весьма благоприятна для хозяйственного использования этих вод.

Таблица 1

Минерализация речных и озерных вод Армянской ССР

Река, пункт наблюдения	Число лет наблюдений	Количество анализов	Минерализация, *мг/л*												
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Бассейн Куры															
1. Памбак — ст. Арчут	6	29	355	338	282	238	291	325	365	404	405	407	390	372	348
2. Памбак — с. Мегрут	21	185	329	348	284	224	203	217	244	317	316	306	321	357	288
3. Дебед — ст. Ахтала	19	99	241	245	231	176	171	189	206	221	227	211	213	238	225
4. Чичкан — близ устья	12	71	260	251	220	189	203	213	252	290	301	264	266	268	248
5. Аджигара — с. Лернанат	4	19	295	299	234	151	130	138	147	255	278	281	285	290	232
6. Тандзут — г. Кировакан	4	20	199	209	106	68	90	121	152	184	185	169	179	189	164
7. Дзорагет — с. Степанаван	7	39	182	184	182	136	144	160	175	189	189	171	163	183	172
8. Дзорагет — ниже впадения р. Гергер	19	102	192	194	143	149	145	136	164	196	188	191	191	192	173
9. Ташир — с. Саратовка	8	48	304	288	247	136	177	195	213	231	245	262	256	320	240
10. Агстев — г. Дилижан	10	59	242	254	156	143	117	144	226	210	222	222	221	225	201
11. Агстев — г. Иджеван	19	172	307	307	226	186	173	243	258	201	274	259	325	307	255
12. Гетик — с. Алачух	6	36	304	295	227	159	153	227	280	333	330	327	324	315	273
13. Ахум — с. Цахкаван	8	42	342	315	186	211	166	213	249	250	337	280	283	312	263
14. Тавуш — с. Берд	9	45	497	366	264	221	261	291	291	291	353	415	273	385	326
15. Ахинджа — с. Айгедзор	7	43	251	257	119	154	148	182	192	192	235	268	237	244	212
Бассейн Аракса															
16. Аракс — с. Маркара	7	44	411	427	377	349	260	419	427	434	457	480	438	395	406
17. Ахурян — с. Капс-	20	206	219	201	196	190	159	187	177	172	181	196	174	180	203
18. Ахурян — с. Анкадзор	21	117	330	298	258	218	198	224	250	283	311	339	340	341	283
19. Гукасян — с. Красар	7	46	155	151	159	148	127	136	144	152	153	153	157	160	150
20. Севджур — с. Зейва	9	44	485	461	458	419	402	503	605	501	434	473	495	509	478
21. Севджур — с. Ранчпар	4	19	523	513	503	423	470	474	579	550	522	526	530	533	512
22. Касах — с. Зовуни	7	30	145	150	154	131	108	108	128	147	152	132	121	140	118

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
23. Касэх — с. Аштарак	20	88	188	182	161	124	129	129	124	123	263	211	198	177	175
24. Раздан — с. Ахпюрак	7	30	694	704	714	497	447	524	601	680	663	646	666	685	627
25. Раздан — кур. Арзни	11	145	625	613	661	348	381	499	622	652	653	623	686	628	591
26. Раздан — ст. Масис	6	30	648	645	777	509	506	543	580	616	626	636	643	650	598
27. Мармарик — с. Агавнадзор	17	96	209	205	169	108	86	95	187	220	211	203	208	214	176
28. Дзыкнагет — с. Цовагюх	20	78	173	151	179	105	79	110	138	163	175	176	185	195	152
29. Джил — с. Джил	7	36	259	226	220	215	232	274	249	283	260	219	243	254	247
30. Масрик — с. Мец Мазра	6	28	270	268	236	205	137	273	260	248	263	270	270	270	248
31. Масрик — с. Цовак	8	45	182	186	191	198	184	198	212	227	203	179	163	179	167
32. Карчахпюр — с. Карчахпюр	7	25	115	113	111	93	82	105	128	145	128	110	114	118	114
33. Варденис — с. Варденик	20	72	72	71	71	71	54	63	79	79	77	76	74	73	80
34. Аргичи — с. Гечашен Верин	21	78	126	131	124	117	83	100	117	134	147	123	122	122	124
35. Гаварагет — с. Норадуз	21	103	193	203	212	176	141	182	224	218	178	212	235	183	196
36. Азат — с. Зовашен	15	75	206	196	186	177	144	153	162	172	194	217	217	217	187
37. Веди — Карабахлар	13	80	217	212	216	219	169	188	209	230	228	227	225	223	213
38. Арпа — пгт. Ехегнадзор[1]	11	71	227	217	205	193	152	173	194	202	210	218	226	237	204
39. Арпа — с. Арени	8	43	240	239	220	200	177	183	201	218	232	245	242	240	220
40. Элегис — с. Шатин	10	65	255	248	243	216	167	134	170	207	227	237	250	262	218
41. Мегригет — пгт. Мегри[1]	7	36	292	282	272	206	155	122	175	229	272	316	308	300	244
42. Вохчи — г. Каджаран	4	22	327	368	284	272	203	187	171	197	223	249	275	301	255
43. Вохчи — г. Кафан	13	62	328	315	306	246	168	195	222	250	261	272	353	331	270
44. Гехи — с. Гехи	11	62	262	244	200	202	156	168	181	193	207	213	230	271	210
45. Норашеник — с. Норашеник	19	90	332	309	302	232	234	235	267	309	304	300	328	356	299
46. Воротан — с. Ангехакот	12	55	129	131	116	99	78	91	109	128	126	125	125	126	115
47. Воротан — с. Воротан	12	56	241	249	281	188	136	174	212	249	149	219	233	238	217
48. Горисгет — г. Горис	8	46	208	206	138	142	127	218	214	211	200	160	194	211	186
49. Арпилич — с. Шурабад	8	42	139	152	122	95	100	109	117	125	156	165	146	127	129
50. оз. Севан — остров Севан	19	497	710	726	736	728	737	727	733	735	725	718	716	713	725

[1] Пгт — поселок городского типа.

Минерализация речных вод заметно различается в двух генетически разнородных областях—вулканических и складчато-глыбовых гор. У большинства рек вулканических районов минерализация составляет 100—150 *мг/л*, между тем у рек складчато-глыбовых районов, сложенных из осадочных пород—250—300 *мг/л*. В осадочных породах минерализация больше, вследствие сравнительно большей растворимости пород.

Если сравнить минерализацию речных вод бассейнов Куры и Аракса (в пределах Армянской ССР), то легко заметить сравнительно большую минерализацию в бассейне Куры. Значительная часть притоков в бассейне Куры имеет среднегодовую минерализацию больше 250 *мг/л* (реки Памбак, Ташир, Агстев, Гетик, Ахум, Тавуш), между тем на притоках Аракса (за исключением озер Севан и Айгерлич, дающего начало р. Севджур) минерализация менее 250 *мг/л*—в пределах 100—150 *мг/л*. Это объясняется двумя причинами: литологическим составом горных пород и интенсивностью химического и биохимического выветривания. В бассейне р. Аракс распространены молодые вулканические породы (базальты, андезито-базальты, дациты, туфы и др.), мало поддающиеся растворению. В бассейне же Куры выступают известняки, мергелистые известняки песчаники и др., растворимость которых сравнительно большая.

В бассейне Куры, в частности бассейнах притоков Дебед, Агстев, Тавуш и др., распространены леса, идет интенсивное биохимическое выветривание, между тем, в бассейне Аракса в условиях аридного климата растительность скудная, биохимическое выветривание выражено весьма слабо.

Минерализация речных вод изменяется из месяца в месяц и находится в обратной зависимости от расхода реки. Между минерализацией и расходом речной воды имеется весьма сложная зависимость, обусловленная целым комплексом физико-географических факторов. В литературе имеется ряд попыток установления указанной зависимости [2, 3, 4, 6 и др.].

Аналитический метод, предложенный В. И. Рогожиным и др. [6], требует всего четыре анализа воды данной реки Σ^{u}_{max}, Σ^{u}_{min} и сумму ионов двух других проб воды. В условиях Армянской ССР, где реки имеют крайне неравномерный режим и изменчивую минерализацию воды, этот метод не дает надежных результатов, и мы отказались от него. Считаем целесообразным изображение зависимости между минерализацией и расходом воды графическим путем. В этом отношении мы вполне поддерживаем мнение О. А .Алекина [2] о том, что графический метод наилучшим образом выражает сложную зависимость между минерализацией и расходом.

Наилучшая связь получается между многолетним среднемесячным расходом воды и многолетней среднемесячной минерализацией всех рек Армянской ССР без исключения. Иначе обстоит дело, когда данные конкретных анализов наносим на график. Для всех рек, изученных нами, составлены графики $\Sigma_{u} = f(Q)$ трех типов: 1) общие—когда имеющиеся данные за весь период наблюдения наносим на один график; 2) для каж-

дого года в отдельности; 3) графики строятся для половодья и межени в отдельности. На всех графиках мы наблюдали большой разброс точек, иногда даже зависимость между указанными параметрами получалась прямая. Такая картина показывает, что в формировании минерализации важным является не только расход, но и другие факторы. В летний период, при минимальном расходе воды минерализация увеличивается, при ливневом дожде расход резко возрастает, и мы должны ожидать уменьшение минерализации. Однако, часто наблюдается обратное. В условиях отсутствия дождей в бассейне реки подготовлено огромное количество выветрелого материала и при соприкосновении с дождевой водой водные мигранты легко переходят в раствор, увеличивая минерализацию.

В годовом ходе изменения минерализации у рек Армянской ССР наблюдаются резко выраженные два максимума и два минимума. Максимум—зимой и летом, минимумы—весной и осенью (табл. 2).

Таблица 2

Внутригодовое распределение максимальной и минимальной минерализации речных вод Армянской ССР по станциям

Бассейны	Количество пунктов наблюдений			
	зима	весна	лето	осень
Максимальная минерализация				
Бассейн Куры	9	—	2	4
Бассейн Аракса	13	2	10	10
Всего	22	2	12	14
Минимальная минерализация				
Бассейн Куры	—	15	—	—
Бассейн Аракса	1	30	3	1
Всего	1	45	3	1

Анализ таблицы показывает, что в бассейне Куры максимальная минерализация наблюдается в основном зимой, когда реки питаются преимущественно подземными, более богатыми растворенными веществами водами. Максимальная минерализация летом наблюдается на двух реках (Дзорагет—г. Степанаван и Гетик—с. Алачух). Максимум осенью же наблюдается на четырех реках (Памбак—с. Арчут, Чичкан—близ устья, Агстев—г. Иджеван, Ахинджа—с. Айгедзор). На этих четырех реках осенью половодье выражено очень слабо или вовсе не выражено и, благодаря интенсивному химическому и биохимическому выветриванию, в этот период минерализация речных вод увеличивается. На этих реках сравнительно большая минерализация сохраняется также зимой.

В бассейне Аракса картина несколько иная. Здесь, хотя большин-

ство пунктов наблюдений максимальную минерализацию имеет зимой, однако 10 пунктов—летом и осенью. Летом и осенью максимальная минерализация наблюдается на тех реках, в которых в эти сезоны происходит большая испарительная концентрация химических элементов, осадков выпадает мало (Севджур, Мармарик, Джил, Масрик, Карчахпюр, Варденис, Веди и др.).

Осенний максимум характерен для рек Раздан, Арпа, Мегригет. Что касается реки Раздан, то здесь уловить какую-нибудь закономерность невозможно, потому что минерализация полностью зависит от попусков из озера Севан. К концу лета, когда наблюдается большой спрос воды и все притоки Раздана мелеют, для ирригации из озера пропускается максимальное количество воды и минерализация воды реки повышается. На реках Арпа и Мегригет осень—довольно сухой период, следовательно минерализация повышается.

Минимальная минерализация речных вод Армянской ССР наблюдается, в основном, весной—при половодье. Второй, менее резко выраженный, минимум—осенью, при втором половодье. На озере Севан минимальная минерализация—зимой, что связано с минимальным испарением в этот сезон. На трех пунктах в бассейне р. Аракс минимальная минерализация наблюдается летом (Мегригет, Элегис и Вохчи—г. Каджаран). Для Мегригет это явление вполне закономерно, т. к. максимальный расход воды наблюдается летом в связи с таянием высокогорных снежников. У рек Элегис и Вохчи летний минимум минерализации пока что остается не объяснимым.

На фоне сезонного ритма изменений минерализации очень часто она меняется вследствие выпадения осадков. В течение суток минерализация может уменьшиться вдвое, увеличение же ее происходит медленнее.

Изучение абсолютных значений минерализации показывает, что абсолютный максимум минерализации воды данной реки может превысить абсолютный минимум в пределах от 1,8 (Дзорагет—г. Степанаван) до 9 раз (Мармарик—с. Агавнадзор). Большая изменчивость минерализации в течение года присуща тем рекам, у которых питание смешанное, с изменчивым режимом (рр. Норашеник, Воротан, Мармарик, Арпа, Тандзут и др.). Большая изменчивость минерализации речных вод характерна также для рек с небольшим водосборным бассейном. У большинства рек Армянской ССР абсолютный максимум минерализации воды превышает абсолютный минимум в 2—4 раза. Немногочисленные реки имеют это отношение более 5-ти.

Минерализация речных вод Армянской ССР подчинена закону вертикальной зональности. С увеличением высоты местности минерализация уменьшается. Самая малая минерализация наблюдается у истоков, т. е. в вершинном поясе гор, где реки питаются поверхностно-склоновыми водами. Для бассейна р. Аракс это изменение показывает таблица 3.

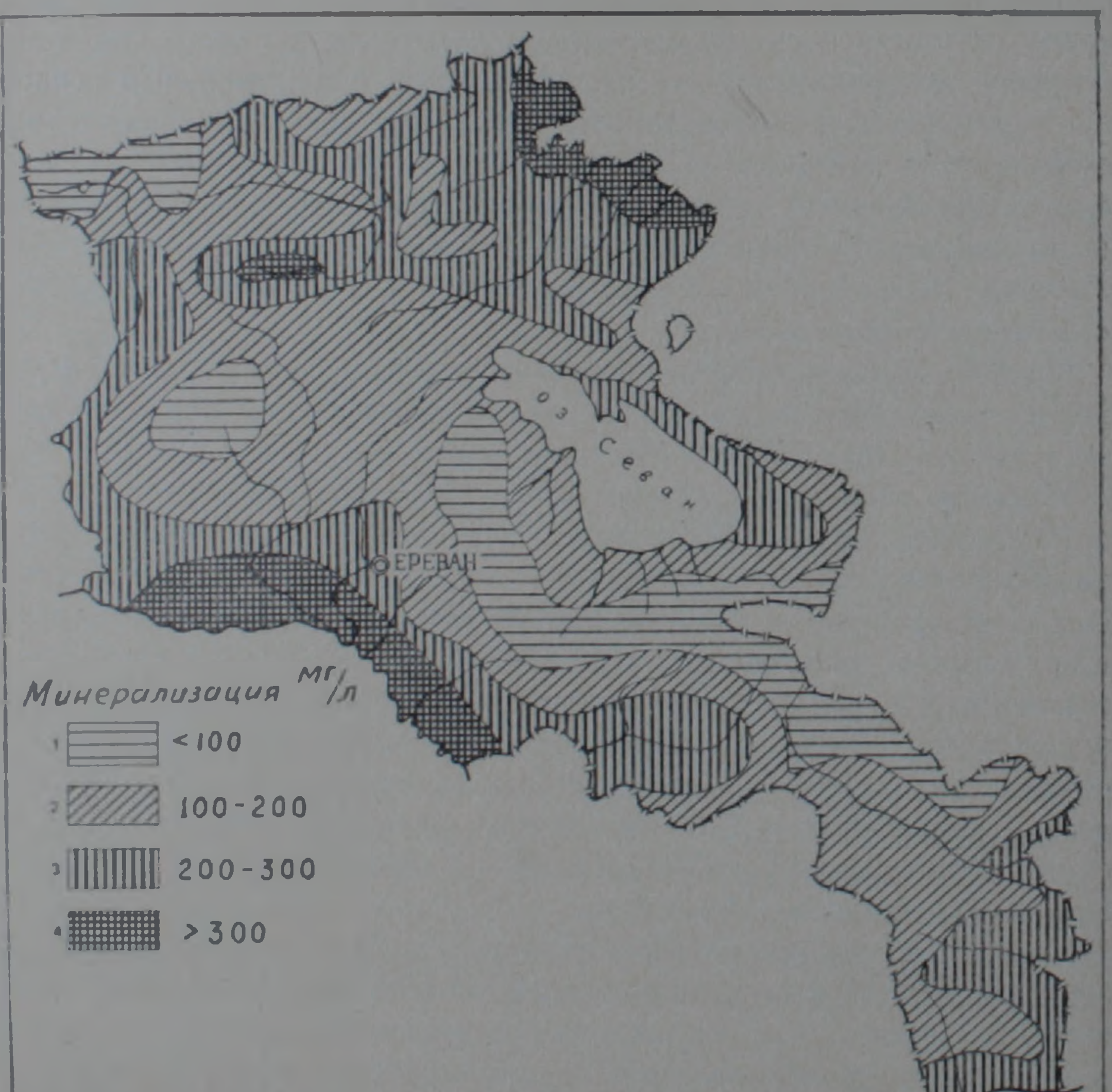
Для бассейна Куры эта закономерность в бассейнах некоторых притоков нарушается, что связано с литологическим составом горных пород. На р. Памбак (ст. Арчут) на высоте 1381 м минерализация воды состав-

Таблица 3

Изменение минерализации речных вод по высотным поясам бассейна р. Аракс в пределах Армянской ССР

Высота поясов в метрах	Минерализация *мг/л*
До 1000	320
1000—1500	225
1500—2000	170
2000—3000	120
выше 3000	50

ляет 348 *мг/л* вниз по течению на р. Дебед (ст. Ахтала) на высоте 567 *м*— 225 *мг/л*. Это объясняется тем, что Памбак питается водами, дренирующими осадочные породы, между тем в питании р. Дебед большую долю занимают воды из вулканических районов (в частности, приток Дзорагет).



Фиг. 1. Карта минерализации речных вод Армянской ССР.

На основании имеющихся в нашем распоряжении данных по минерализации речных вод Армянской ССР составлена карта многолетней среднегодовой минерализации (фиг. 1).

Выводы

1. Минерализация речных вод Армянской ССР колеблется в пределах от 80 *мг/л* до 725 *мг/л*.

2. В генетически разнородных областях минерализация меняется: в вулканических районах она составляет 100—150 *мг/л*, складчато-глыбовых районах, сложенных осадочными горными породами—250—300 *мг/л*.

3. В минерализации речных вод наблюдается ярко выраженная вертикальная зональность. В нижнем поясе, до 1000 *м*, минерализация составляет 320 *мг/л*, в вершинном поясе гор, выше 3000 *м*— 50 *мг/л*.

Ереванский государственный
университет

Поступила 12.VI.1972.

Հ. Կ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԵՏԱՋՐԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼԱՑՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Մշակվել են Հայկական ՍՍՀ 50 հիդրոլոգիական կայանների կողմից վերցված գետաջրերի 3900 նմուշների քիմիական անալիզների տվյալները: Աղյուսակ 1-ում տրվում են միջին ամսական և տարեկան միներալացման բազմամյա տվյալները: Հանրապետության գետաջրերի միներալացումը տատանվում է 80-ից մինչև 725 մգ/լ: Այն փոփոխվում է տարվա տարբեր սեզոններին և տարբեր գոտիներում ըստ բարձրության՝ հաշված ծովի մակերևույթից: Այսպես, ստորին գոտում (մինչև 1000 մ) միներալացումը կազմում է 300—350 մգ/լ, միջին գոտում (1000—3000 մ)՝ 100—300 մգ/լ, իսկ բարձրադիր լեռնային գոտում (3000 մետրից բարձր)՝ ոչ ավելի, քան 50—75 մգ/լ:

Միներալացումը ծագմամբ տարբեր է երկու տարբեր մարզերում՝ հրաբխային ծածկույթների տարածման շրջաններում միներալացումը կազմում է 100—150 մգ/լ, իսկ ծալքա-բեկորային լեռների տարածման շրջաններում՝ 250—300 մգ/լ: Ինտենսիվ կոլորշիացման հետևանքով Սևանա լճի ջրերը հանրապետությունում ունեն ամենից բարձր միներալացումը՝ 725 մգ/լ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1 *Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Гидрометеоиздат, Л., 1953.
2 *Алекин О. А.* К изучению количественных зависимостей между минерализацией, ионным составом и водным режимом рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 25 (79), Л., 1950
3 *Бочков Н. М.* Водная среда и изменение ее качества при регулировании стока как фактор водохозяйственного расчета. Тр. первого совещания по регулированию стока. АН СССР, 1946.

4. *Блинов Л. К.* О некоторой зависимости минерального состава речной воды от гидрологических факторов. «Метеорология и гидрология», № 6, 1946.
5. Гидрологические ежегодники, т. 3,, вып. 2, 4 и 3, 5. Гидрометеоиздат, с 1945 по1968.
6. *Рогожни В. И., Авдеев Н. Я., Гусева Н. М., Шестопалова А. И.* К вопросу применения аналитического метода для расчета минерализации воды рек. Гидрохим. маг., т. 39. Л., 1969.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 63—69, 1973

УДК 551.482.215.3

Р. О. ТЕР-МИНАСЯН

РАСХОД ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ СЕЛЕНОСНЫХ ПРИТОКОВ рр. ВЕДИ И ПАМБАК И ЕГО СВЯЗЬ С ПРИРОДНЫМИ ФАКТОРАМИ

Гидрометеорологические наблюдения на постах и станциях, расположенных на водосборах больших и средних рек, недостаточны для анализа селевого стока и выявления закономерностей его формирования.

Чтобы собрать небходимые количественные данные по твердому и жидкому стоку селевых паводков, экспедицией Арм. НИИ водных проблем и гидротехники были проведены полустационарные наблюдения над осадками и стоком в бассейнах рр. Веди (1966—1968 гг.) и Памбак (1969—1970 гг.).

В исследуемых бассейнах в течение весенне-летнего периода действовали установленные нами пять плювиографов, которые вместе с существующей ливнемерной сетью УГМС позволили с достаточной точностью определить количество, интенсивность и средневзвешенный слой паводкообразующих осадков.

Наблюдения за жидким и твердым стоком производились в руслах основных селеносных притоков р. Веди (Шагап, Кетуз, Маймудлу) и р. Памбак (Тандзут, Ванадзор, Бзовдал, Чигдамал, Тапанли) согласно методике, предложенной Каз. НИИГМИ [4]. Сущность этого метода заключается в следующем: во время прохождения селевых паводков через каждые 10—15 минут измеряются уровень, скорость и мутность потока. Эти измерения позволили получить гидрографы жидкого и твердого стока.

Анализ полученных материалов по осадкам и стоку позволил выявить следующие особенности ливневых селевых паводков. Селевые паводки в основном проходят между 18—22 часами, после выпадения интенсивных ливневых дождей. Подъем максимума гидрографа наступает очень быстро, в течение 10—30 минут, продолжительность спада в 2—10 раз превышает продолжительность подъема. Форма гидрографа твердой фазы паводка сходна с формой гидрографа жидкой фазы. Наблюдения показывают, что с увеличением расхода воды возрастает и расход наносов потока. Значительную часть взвешенных наносов составляют нерусловые наносы ($<0{,}05$ *мм*), которые транспортируются даже при небольших расходах.

Бассейны рассматриваемых рек сильно отличаются друг от друга по ряду признаков селеобразования (геология, рельеф, почвы и растительность, климат) и весьма интересны для анализа и сравнений.

Притоки р. Веди в основном расположены в полупустынной зоне и отличаются своими континентальными климатическими условиями. По

геологическому строению бассейны исследуемых водостоков представлены преимущественно мергелями, глинами, известняками. Наиболее распространенные разновидности почв суглинистые, каменистые и в разной степени эродированные буроземы. При выпадении даже небольших интенсивных ливней (10—15 *мм*) наблюдается сток воды, мутность которой до несколько десятков раз может превзойти мутность весенних снеговых паводков.

Притоки р. Памбак находятся в степной и лесной зоне. В геологическом строении бассейнов принимают участие туфобрекчии, туфопесчаники, порфириты юры, мела и эоцена. Преобладающие разновидности почв: горные темно-каштановые, горные черноземы и горно-луговые каштановые почвы.

Питание исследуемых селевых водотоков взвешенными наносами происходит за счет смыва почв с площади водосбора.

Несмотря на то, что на формирование и движение взвешенных наносов влияет большое число факторов, наблюдения показывают, что для некоторых рек вполне удовлетворительна простая зависимость между расходами наносов и соответствующими расходами воды.

Кривая расхода наносов в общем виде может быть выражена зависимостью $R = KQ^n$ где R—расход наносов, Q—расход воды, а K и n—постоянные параметры. К настоящему времени имеется большое число эмпирических формул, выражающих зависимость расхода наносов не только от расходов воды, но и от ряда природных факторов, например, от уклона водотока, эродированности почв и т. п. [2, 3, 5]. Все они выведены на основании данных измерений гидрологических станций, имеющих большой ряд наблюдений. Нами сделана попытка на основании обобщения натурных измерений (обработано 45 измерений с 13 водотоков) получить формулу зависимости расхода наносов от расхода воды и других природных факторов.

Измеренные пиковые расходы воды и расходы наносов приведены в таблице 1. Там же приведены величины параметров, обусловливающих расход взвешенных наносов.

На основании анализа существующих исследований по формированию селевых потоков нами выделены наиболее важные факторы: расход воды, эродированность почв и степень наличия на склонах легкосмываемых частиц, морфометрия бассейна и гидрометеорологические условия, предшествующие селю.

Выбранная нами эмпирическая зависимость имеет следующий вид:

$$R = K\frac{Q_л^m \Э^n G^x}{P^z}, \qquad (1)$$

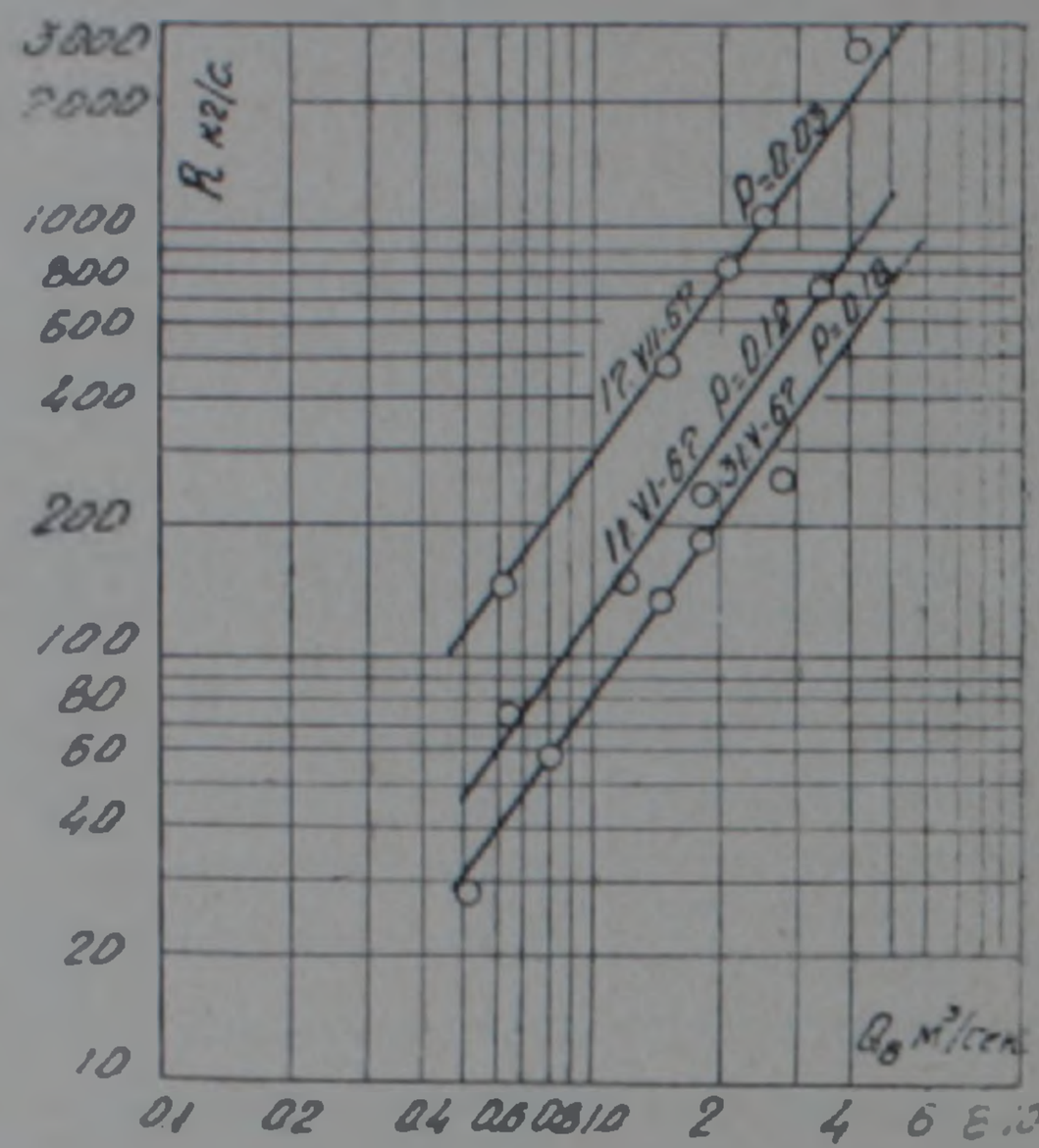
где R — расход наносов в *кг/сек*, Q_0 — расход воды в *м³/сек*, $\Э$ —эрозионный параметр в %, G — морфометрический параметр, безразмерен, P — климатический параметр, безразмерен. K, m, n, x, z — эмпирические параметры, величины которых определены графически, путем последовательного исключения влияния определенного фактора.

Таблица 1

Сведения о максимальных расходах наносов, воды и обусловливающих факторов

Название реки, створ	Бассейн	Дата прохождения паводка	Расход наносов R, *кг/сек*	Расход воды $Q_в$, *м³/сек*	Площадь водосбора F, *км²*	Средняя высота над ур. моря $H_{ср}$, *м*	Высота устья над ур. моря, *м*	Эрозионный параметр Э, %	Морфометрический параметр, G	Климатический параметр, P
1. Шаган — с. Шаган	Веди	7.VI.68	1470,0	11,2	60,6	1870	1275	18,0	0,006	0,20
2. Маймудлу — устье	Веди	17.VII.67	2570,0	4,2	40.3	1428	955	28,3	0,006	0,03
3. Кетуз — устье	Веди	16.VII.66	145,0	1.4	50,6	1620	959	16,0	0·009	0,02
4. Хосров — устье	Бели	20.VI.68	3,0	0.7	62.9	2110	1150	3,8	0,014	0,11
5. Лог в с. Азизкенд — устье	Веди	20 VI.68	253	1,9	3,5	1930	1530	8,7	0,046	0,19
6. Правобережный приток р. Веди—с. Келанлу	Веди	30.VI.68	1,8	1,0	32,1	2300	1725	1,4	0,010	0,10
7. Левобережный приток р. Веди—с. Азизкенд	Веди	20.VII.68	11,9	0,6	22,8	2000	1460	8,3	0,013	0,16
8. Тандзут, г. Кировакан	Памбак	14.VIII.70	1100	5,7	40.6	2360	1420	16,0	0,022	0,16
9. Ванадзор, г. Кировакан	Памбак	6.VIII.70	12,6	3,3	43,1	1950	1395	1,8	0,007	0,11
10. Чигдамал — мост на ш/д Кировакан—Ленинакан	Памбак	14.VIII.70	2370	16,3	19,0	1900	1540	7,6	0,007	0,10
11. Тапанли — устьё	Памбак	14.VIII.70	7850	29,5	3,2	1810	1580	4,7	0,026	0,09
12. II лог в с. Лермонтово	Памбак	14.VIII.70	433	6,5	2,6	2237	1800	6,0	0,074	0,16
13. IV лог в с. Лермонтово	Памбак	7.VIII.70	19,5	0.40	2,0	2085	1810	10.0	0,038	0,11

На первом этапе установлена связь между расходом наносов и расходом воды (фиг. 1) Как видно из графика фиг. 1, указанная зависимость одинакова для различных паводков, но величины отрезка, отсекае-



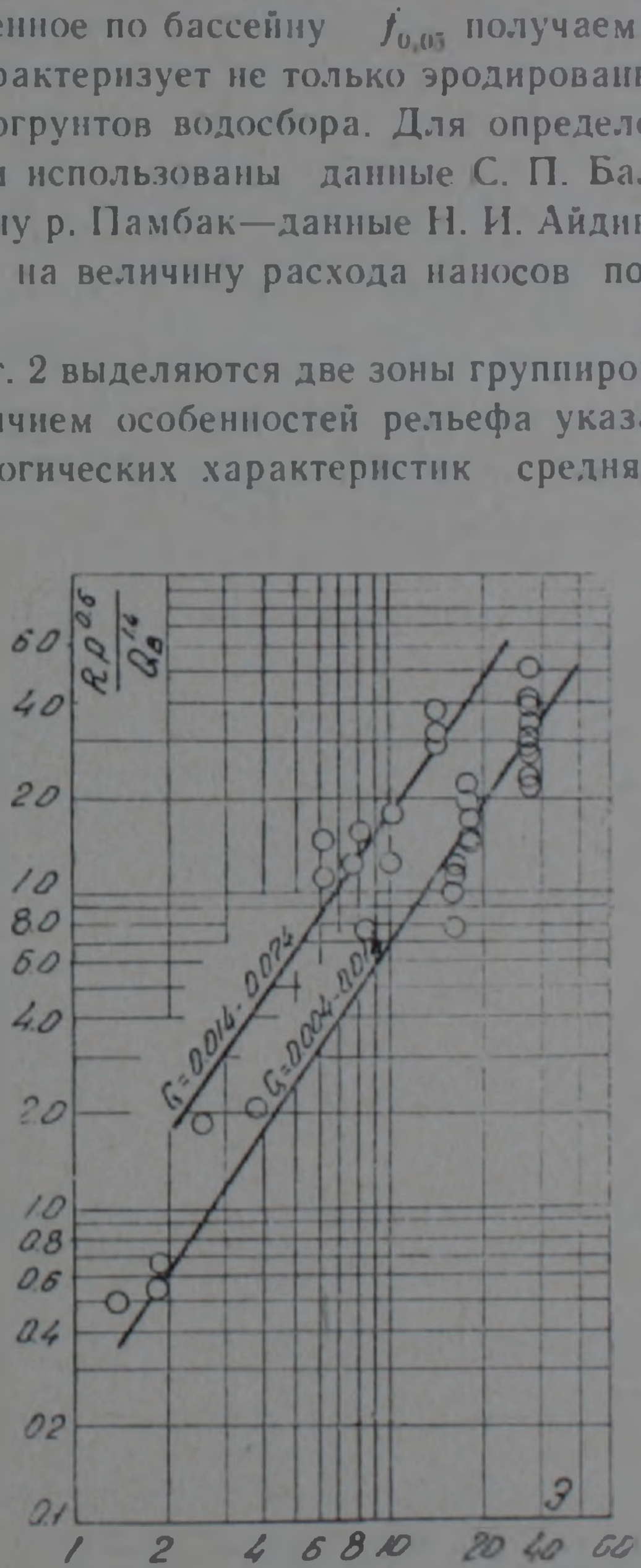
Фиг. 1.—График зависимости расхода взвешенных наносов от расхода воды.

мого линией на оси абсцисс, различны. Это объясняется различными величинами климатического параметра *P*. Известно, что ход метеорологических факторов оказывает существенное влияние на интенсивность разрушения горных пород. Это связано с ливневым режимом выпадающих осадков и с чередованием засушливых и дождливых периодов. Если дожди в определенный период времени выпадают довольно часто и распределяются равномерно, то рыхлообломочный материал на склонах не успевает подготовиться. Коэффициент P учитывает это обстоятельство. $P = \frac{P_1}{P_{12}}$, где P_1 и P_{12} соответственно месячное и годовое количество осадков, предшествовавших данному селю. При отсутствии данных о месячном и годовом количестве осадков, можно использовать средние многолетние данные ближайшего метеорологического поста.

Степень эродированности почво-грунтов является главнейшим фактором формирования взвешенных наносов. В 1960—64 гг. в АрмНИИГиМ. под руководством М. В. Цовяна, на основании обработки крупномасштабных аэрофотосъемок составлены карты эродированности селеносных бассейнов республики. Карты эродированности позволили определить относительно активную площадь селеобразования $f_{акт.}$, оценивающую степень эродированности селевых бассейнов по отношению селеобразующих очагов к площади бассейна. Карта районирования территории Армянской ССР по $f_{акт.}$ приведена в работе [1]. Не только эродированность почв, но и их механический состав влияют на формирование взвешенных наносов. Например, наличие на склонах глинистых частиц резко увеличивает мутность потока. Если два бассейна имеют одинаковую

$f_{акт.}$, по разное процентное содержание глинистых частиц ($<0{,}05$ *мм*), то они по-разному будут питать селевой поток наносами. Процентное содержание частиц с диаметром $<0{,}05$ *мм* обозначим через $f_{0{,}05}$, который получается из инженерно-геологических или геоморфологических карт планиметрированием площадей определенных комплексов групп коренных пород, содержащих в коре выветривания или маломощном делювиальном слое соответствующий процент фракции $<0{,}05$ *мм*. Умножая $f_{акт.}$ на средневзвешенное по бассейну $f_{0{,}05}$ получаем эрозионный параметр Э, который характеризует не только эродированность, но и механический состав почвогрунтов водосбора. Для определения $f_{0{,}05}$ по бассейну р. Веди, нами использованы данные С. П. Балъяна и Х. Е. Назаряна, а по бассейну р. Памбак—данные Н. И. Айдиняна. Влияние эрозионного параметра на величину расхода наносов показано на графике фиг. 2.

На графике фиг. 2 выделяются две зоны группировки точек, что можно объяснить различием особенностей рельефа указанных речных бассейнов. Из морфологических характеристик средняя высота бассейна



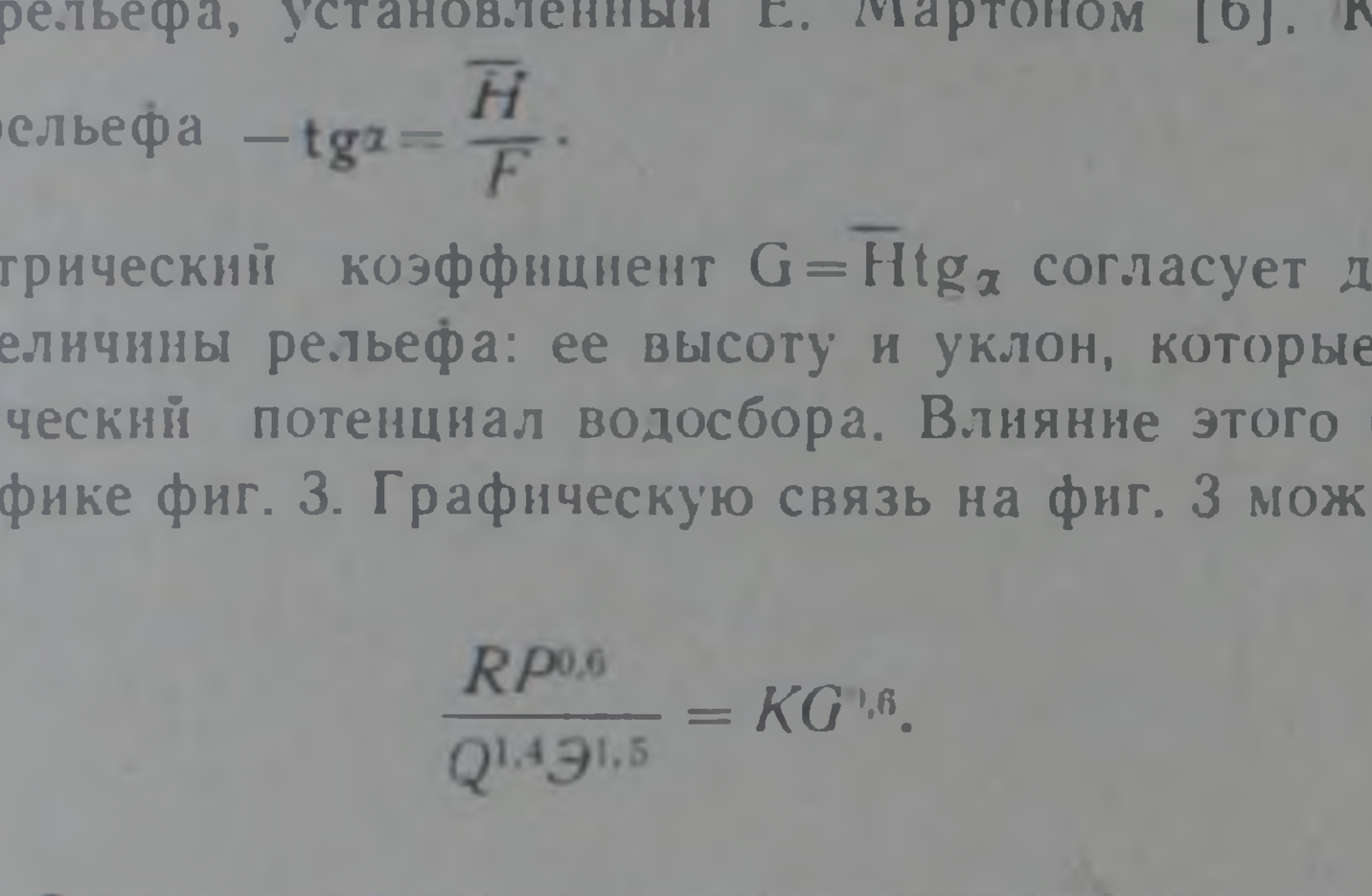
Фиг. 2.—График зависимости параметра $\frac{Rf^{0.6}}{Q_B^{1.4}}$ от эрозионного параметра

достаточно хорошо выражает воздействие рельефа на эрозионную деятельность ливневых вод, с учетом уклонов склонов и речного русла. Однако, использование лишь средней высоты еще недостаточно, т. к. если два бассейна имеют одинаковую среднюю высоту , но разные площади

водосбора, они по-разному будут влиять на смыв почвы. Орографический коэффициент, или, как мы называем, морфологический коэффициент, использованный французским исследователем Ф. Фурние [6], для анализа эрозии рек ряда стран мира (Франция, Италия, США, Китай, Ирак и др.), разрешает ближе подойти к решению данной задачи. Морфометрический коэффициент получается умножением разницы между средней и минимальной высотой бассейна ($H = H_{ср} - H_{мин}$) на коэффициент массивности рельефа, установленный Е. Мартоном [6]. Коэффициент массивности рельефа $-\operatorname{tg}\alpha = \frac{\overline{H}}{F}$.

Морфометрический коэффициент $G = \overline{H}\operatorname{tg}_\alpha$ согласует две основные переменные величины рельефа: ее высоту и уклон, которые характеризуют энергетический потенциал водосбора. Влияние этого фактора показано на графике фиг. 3. Графическую связь на фиг. 3 можно выразить в виде:

$$\frac{RP^{0,6}}{Q^{1,4}\Theta^{1,5}} = KG^{1,6}. \qquad (2)$$



Фиг. 3.—График зависимости параметра $\frac{RP^{0,6}}{Q_B^{1,4}\Theta^{1,5}}$ от морфологического параметра.

Параметр К определяется как среднее значение параметра $K = \frac{RP^{0,6}}{Q^{1,4}\Theta^{1,5}G^{0,6}}$, вычисленного для каждого расхода в отдельности. Среднеарифметическое значение К = 4,70. Таким образом, формула для определения расхода наносов имеет следующий вид:

$$R = 4{,}70\,\frac{Q^{1,4}\Theta^{1,5}G^{0,6}}{P^{0,6}}. \qquad (3)$$

Для проверки полученного уравнения (3) подсчитаны отклонения вычисленных значений от наблюденных. Среднеквадратичное отклонение полученной зависимости составляет 20,5%, причем в 87% случаев ошибка не превышает ±30%.

АрмНИИВПиГ

Поступила 15.IX.1972

Ռ. Հ. ՏԵՐ-ՄԻՆԱՍՅԱՆ

ՎԵԴԻ ԵՎ ՓԱՄԲԱԿ ԳԵՏԵՐԻ ՍԵԼԱՎԱՔԵՐ ՎՏԱԿՆԵՐԻ ԿԱԽՎԱԾ ՋՐԱՔԵՐՈՒԿՆԵՐԻ ԵԼՔԸ ԵՎ ՆՐԱ ԿԱՊԸ ԲՆԱԿԱՆ ԳՈՐԾՈՆՆԵՐԻ ՀԵՏ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Սելավային հոսքի մեծությունը մեծ և փոքր գետերի վրա չափելու և նրա ձևավորման պայմանները բացահայտելու համար սովորական հիդրոմետերոլոգիական դիտարկումներն անբավարար են։

Վեդի (1966—68 թթ.) և Փամբակ (1969—70 թթ.) գետերի ավազաններում անձրևների և սելավային հոսքի մեր կողմից կատարված դիտարկումների արդյունքները թույլ են տալիս պարզելու սելավային հեղեղների հետևյալ առանձնահատկությունները։

Սելավները տեղի են ունենում մեծ մասամբ երեկոյան ժամը 18-ից 22-ը։ Հիդրոգրաֆի մաքսիմումի վերելքը շատ արագ է ընթանում, 10—30 րոպեում։ Հիդրոգրաֆի անկման տևողությունը 2—10 անգամ գերազանցում է վերելքի տևողության։ Հեղուկ և կոշտ հոսքի մաքսիմումները դիտվում են միաժամանակ։

Կատարված դիտումների արդյունքների մշակումը թույլ տվեց ստանալու մի բանաձև, որի օգնությամբ, եթե հայտնի են հեղուկ ելքը, ջրահավաք ավազանի հողերի էռոզացման աստիճանն ու մորֆոմետրիկական առանձնահատկությունները, ինչպես նաև նախքան սելավը թափված անձրևների ամսական և տարեկան քանակությունը, հնարավոր է հաշվարկել սելավների կախված բերվածքների ելքը։

ЛИТЕРАТУРА

1. Временные методические указания по расчету основных параметров ливневых селевых паводков на территории Армянской ССР. Ереван, 1972.
2. *Лопатин Г. В.* Наносы рек СССР. Географгиз, М., 1952.
3. *Маккавеев В. М.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд. АН СССР, М., 1955.
4. Методические указания по организации и производству наблюдений над селевыми потоками. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
5. *Поляков Б. В.* Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометеоиздат, 1946.
6. *Fournier Frederic.* Climat et Erosion, presses universitair es de France. Paris, 1960.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 70—76, 1973

УДК 551.481

О. А. АЗЕРНИКОВА

РЕЖИМ ВОЛНЕНИЯ НА ОЗЕРЕ СЕВАН В НАВИГАЦИОННЫЙ ПЕРИОД

Режим волнения рассматривается здесь, в основном, с точки зрения безопасности судоходства. Поэтому решаются, главным образом, два вопроса: какова сила наиболее значительного волнения, повторяемость которого при этом была бы не менее 4%, и какие районы озера наиболее благоприятны для плавания в течение навигационного периода. За навигационный принят период с апреля по октябрь.

Материалы наблюдений над волнением на Севане весьма немногочисленны и не могут поэтому служить для получения режимных характеристик. Однако, их можно использовать для приближенной оценки максимальных волн, а также для проверки надежности расчета элементов волн.

Непосредственно же волновой режим озера, т. е. размеры волн определенной повторяемости и обеспеченности, можно получить лишь расчетным путем, используя имеющиеся многолетние данные о скорости и направлении ветра над озером.

Результаты натурных наблюдений над волнением. Инструментальные наблюдения над волнением на Севане производились лишь посредством максимально-минимальной вехи. Веха была установлена в августе 1964 г. в центре Большого Севана и действовала там до ноября 1965 г.

С августа 1967 г. по январь 1969 г. наблюдения по вехе производились в Малом Севане, в 1,5 *км* от полуострова. В период с 10 сентября 1969 г. по февраль 1970 г. измерения производились в проливе между Большим и Малым Севаном. Отсчет по вехе снимался обычно раз в 10 дней.

Из наблюдений по вехе следует, что в Большом Севане высота максимальных волн в августе—октябре достигала 2,4 *м*, а в ноябре—январе—3,9 *м*. В проливе осенью были измерены волны высотой до 1,7 *м*, а зимой—до 3,5 *м*. В феврале 1970 г. был зафиксирован шторм высотой волн до 3,8 *м*.

Наиболее спокойной является северная часть озера. Так, летом в этом районе преобладали волны менее 1,5 *м*, лишь два раза были отмечены волны высотой около двух метров. В зимний период отмечались волны до 2,9 *м*.

Визуальные наблюдения над волнением производятся во время рейдовых наблюдений на озере. Однако при сильном волнении судно зачастую не работает. Поэтому, несмотря на многочисленность этих материалов, они также не могут служить для режимных обобщений.

Для определения условий безопасного судоходства наиболее важными являются сведения о больших волнах, повторяемость которых со-

ставляла бы при этом не менее 4%, а обеспеченность 1%. Понятие повторяемости общеизвестно. Что касается обеспеченности волновых параметров, то, возможно, следует напомнить, что она характеризует положение той или иной волны в целом спектре волн, наблюдающихся на определенном водном участке в данный момент. Так, волна 1% обеспеченности—это наибольшая из 100 волн, проходящих последовательно через какую-то фиксированную точку на водяной поверхности.

Наиболее ответственным моментом при расчете элементов волн является определение исходных значений скорости и направления ветра. Поэтому следует описать источники материалов и те способы, которые легли в основу определения ветра над акваторией озера.

Определение скорости и разгона ветра. Воздушные течения в бассейне оз. Севан отличаются большой сложностью и своеобразием и это, в свою очередь, определяет сложный характер волнового режима.

Ветровой режим озера определяется сочетанием местных ветров и более общих воздушных потоков, распространяющихся на все Закавказье. В теплое время года можно выделить два типа циркуляции: восточный и западный. Преобладает восточный тип, при котором в бассейне озера распространяются ветры восточных направлений. Однако, горы, окружающие озеро, вносят заметные искажения в направление ветра, и в результате над Малым Севаном и над западной частью Большого Севана летом преобладают северные и северо-восточные ветры, а над центральным и восточным районами Большого Севана—восточные и юго-восточные.

Повторяемость западного типа циркуляции летом невелика, но заметно увеличивается весной и осенью. При этом западные ветры распространяются на все озеро. При ослаблении общей циркуляции, а также на подветренной стороне озера создаются условия для возникновения бризов—ветров местного происхождения, направленных днем с озера на берег, а ночью—обратно. Эти ветры, как правило, не обладают высокими скоростями и не играют существенной роли в образовании волн.

Наибольшей силой обладают постоянные ветры, и именно их следует принимать во внимание при расчете волнового режима.

Для расчета волн 4% повторяемости за основу были приняты данные о ветре такой же повторяемости. Для этого в значительной степени был использован Справочник по климату (вып. 16, ч. III, «Ветер», Л., ГИМИЗ, 1967), где обобщены материалы в среднем за 30 лет. Кроме этого, дополнительно были использованы архивные материалы эпизодических и постоянных наблюдений на берегах Севана, не вошедшие в Справочник, а также наблюдения на плотах. Особенно ценным дополнительным материалом послужили измерения, произведенные в центре Большого Севана с помощью автоматического радиоветромера (АРИВ-М-42). Эти наблюдения позволили установить репрезентативность береговых наблюдений над ветром по отношению к открытому озеру.

Для определения элементов ветра и волн все озеро было условно разделено на 23 квадрата (их положение указано на фиг. 1). Для каждого из этих квадратов прежде всего определили наибольшую скорость ветра, повторяемостью не менее 4%. Далее определили направление этого ветра для вычисления его разгона над водной поверхностью. На ак-

Фиг. 1. Деление озера на квадраты для расчета высоты волн.

ватории Малого Севана ветер определили по данным наблюдений в пунктах Севан-полуостров, Севан-МС и Шоржа. В Большом Севане характеристики ветра были установлены по данным наблюдений в Мазре, откуда ветер направлен в сторону озера в подавляющем большинстве случаев. Дополнительно для анализа были использованы данные других станций (Камо, Мартуни, Дара), а также данные АРИВ-а.

В результате расчетов выяснилось, что наибольшая скорость ветра, повторяемостью около 4%, колеблется в разных районах Севана, в зависимости от сезона, от 8 до 12 *м/сек*. При этом в Малом Севане преобладает 10—11 *м/сек*, а в Большом Севане—9—11 *м/сек*.

Разгон ветра над водной поверхностью был определен также для каждого из 23 квадратов, учитывая преобладающее направление наиболее сильных ветров и район их действия. Выяснилось, что максимальный разгон ветра на Севане, повторяемостью около 4%, не превышает 45 *км*, хотя протяженность озера, как известно, больше. Правда, бывают случаи, когда мазринский ветер распространяется по всему озеру, до его северных берегов, и тогда разгон ветра увеличивается до 70 *км*. Однако, эти случаи исключительно редки.

Методика расчета высоты ветровых волн. Здесь мы приводим результаты расчета только высоты волн, так как недостаток сведений о длине и периоде волн на Севане не позволяет проверить надежность этого расчета.

Для расчета элементов волн существует множество формул, разработанных различными авторами, теоретическим или эмпирическим путем. Для условий Севана была выбрана методика, рекомендуемая «Методическими указаниями о составлении прогнозов ветрового волнения и зыби на морях и океанах» (вып. 19, М, ГИМИЗ, 1961 г.). Данная мето-

дика была выбрана из тех соображений, что Севан в отношении волнения является водоемом глубоководным. Мелководная зона обычно ограничивается изобатой, глубина которой $H = 0{,}4\tau^2$ (τ — период волн). Эта глубина составляет в условиях Севана около 6 метров, а площадь, ограничиваемая этой изобатой, очень незначительна. Средняя глубина Севана около 30 метров, поэтому для волн Севан—водоем глубоководный, принципиально не отличающийся от моря. Специфика же волнения в водоеме небольших размеров учитывается при введении в расчет разгона ветра.

Высоты волн были рассчитаны с помощью номограмм, приложенных к упомянутому Руководству, по данным о скорости и разгоне ветра в каждом квадрате. Расчет проведен для условий установившегося волнения, каковое наступает на озере уже через три часа после начала действия ветра. На первом этапе были получены высоты волн 50% обеспеченности. Затем по этим данным, с помощью безразмерных функций распределения, были рассчитаны волны 1% обеспеченности. Расчет проведен для центра каждого квадрата. На периферии квадрата высоты могут варьировать в пределах $\pm 0{,}2$ *м*.

Результаты расчета высоты волн приводятся в табл. 1. Как видно из таблицы, разные районы озера подвержены волнению в неодинаковой степени. Кроме того, волнение в каждом районе зависит от времени года и в разные месяцы проявляется по-разному.

Таблица 1

Расчетная высота волн на оз. Севан повторяемостью 4% и обеспеченностью 1%

№ квадрата	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
1	0,7	0,7	1,0	1,0	1,2	1,0	1,0
2	0,7	0,7	1,0	1,0	1,2	1,0	1,0
3	1,2	1,0	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
4	1,4	0,7	1,0	1,0	1,2	1,0	1,4
5	1,4	1,2	1,2	1,4	1,4	1,4	1,4
6	1,4	1,2	1,4	1,7	1,7	1,7	1,4
7	1,4	1,0	1,2	1,2	1,2	1,2	1,4
8	1,4	1,2	1,2	1,4	1,7	1,4	1,4
9	1,4	1,2	1,3	1,3	1,7	1,4	1,4
10	1,4	1,4	1,7	1,9	1,9	1,4	1,4
11	1,4	1,4	1,7	1,9	1,9	1,4	1,4
12	1,4	1,4	1,7	1,9	1,9	1,4	1,2
13	1,4	1,4	1,7	1,9	1,9	1,4	1,2
14	1,4	1,4	1,7	1,9	1,9	1,4	1,2
15	1,4	1,4	1,7	1,9	1,9	1,4	1,2
16	1,2	1,2	1,2	1,4	1,4	1,2	1,0
17	1,4	1,4	1,7	1,9	1,7	1,4	1,2
18	1,3	1,3	1,6	1,7	1,7	1,3	1,2
19	1,0	1,0	1,2	1,2	1,2	1,0	0,7
20	0,7	0,7	1,0	1,2	1,2	1,0	0,7
21	1,2	1,2	1,2	1,4	1,4	1,2	1,0
22	1,2	1,2	1,2	1,4	1,4	1,2	1,0
23	0,7	0,7	0,9	0,9	0,9	0,7	0,6

В целом озеро наиболее спокойно весной —в апреле-мае. Расчетная высота волн в апреле, как правило, не превышает 1,4 *м* по всему озеру.

В навигационный период наибольшей силы волнение достигает летом—в июле—августе. В юго-западной части Малого Севана расчетная высота волн в этот период составляет 1,7 *м*. а в западной половине Большого Севана—1,9 *м*.

К осени волнение снова уменьшается. В сентябре и октябре на большей части озера преобладают волны до 1,4 *м*.

Расчет волнения на Севане позволяет выделить районы наиболее сильного или, наоборот, слабого волнения. Наибольшее волнение, как правило, характерно для средней части озера, примыкающей к проливу со стороны Большого Севана. Наиболее спокойной в Большом Севане является его крайняя юго-восточная часть, подветренная по отношению к мазринским ветрам.

В Малом Севане наиболее безопасны две его северные бухты, особенно Лчашенская. С мая по август относительно спокоен район, прилегающий к северному берегу Малого Севана, от полуострова до Шоржи. Но в апреле, а также в сентябре и позднее, со сменой ветров этот район перестает быть надежным убежищем от волн.

Сопоставление расчетных и фактических данных. Чтобы произвести оценку точности расчетного метода, необходимо иметь сведения не только об измеренных волнах, но и о ветре в точке измерения. С этой точки зрения использовать наблюдения по вехе затруднительно: неточности самого метода сольются с неточностями, возникшими при определении исходных данных по ветру и неизбежных при экстраполяции береговых данных на район действия вехи.

Поэтому для оценки расчетного метода были использованы результаты рейдовых наблюдений, производимых на озере ежедекадно, начиная с 1950 года. Высота волны во время этих наблюдений оценивалась визуально в баллах, но при этом каждое наблюдение на судне сопровождалось измерением скорости ветра по анемометру. После просмотра данных за весь период наблюдений, были выбраны все случаи значительного волнения, а также несколько случаев слабого волнения, обычно наблюдавшегося в то же время у подветренного берега или в районах с более слабым ветром. Из выбранных материалов были исключены случаи явной зыби (т. е. случаи, когда при ветре 1—2 *м/сек* отмечалось волнение III—IV балла). После этого осталось около 100 наблюдений над развитым волнением, которые и были использованы для проверки расчетного метода.

Результаты сравнения расчетных данных с фактическими показали, что на 84% расчетные высоты волн совпадают с фактическими в пределах одного балла, а на 92%—в пределах 1 балл ±5 *см*. Отклонения на 30—40 *см* за пределы одного балла составляют всего 5% случаев.

Таким образом, выбранный метод расчета волн в условиях Севана обеспечивает точность в 1 балл. Ошибки могут возникнуть, в основном, лишь в случае неточных данных о ветре.

В последние годы широкое распространение получил спектральный метод расчета элементов волн. Этот метод рассматривает взволнованную поверхность как результат сложения большого числа отдельных синусоидальных волн разных амплитуд и направлений. Расчет по спектральному методу предусматривает использование тех-же зависимостей, которые применяются обычно для расчета элементов волн (в том числе и использованные нами). Однако, все вычисления производятся не только по величине разгона в направлении ветра, но по всем направлениям в пределах ±90° от направления ветрового потока. При этом распределение волновой энергии по различным направлениям принимается в соответствии с теорией и с имеющимися, пока еще немногочисленными, экспериментальными наблюдениями.

Расчет высоты волн по спектральному методу для условий Севана был произведен нами с применением формы спектра, предложенной Ю. М. Крыловым. Расчет показал, что для высот волн 4% повторяемости и однопроцентной обеспеченности (то есть высотой до 2 м) спектральный метод не дает сколько-нибудь существенных изменений по сравнению с примененным. Лишь в районе пролива, за счет поглощения волновой энергии сближающимися берегами, высоты волн, рассчитанные по спектральному методу, ниже на 0,2 *м*. В других районах разница еще меньше. Лишь в том случае, если рассматривать волны, близкие к максимальным (более 4 *м*), ограничивающая роль берегов становится более заметной.

В заключение следует подчеркнуть, что данные расчета, приведенные в табл. 1, являются средними многолетними и ни в коей мере не представляют картину конкретного волнения. Как уже отмечалось, система ветров на Севане чрезвычайно сложна и изменчива. Зачастую сильные ветры дуют лишь в Малом Севане, а в Большом Севане в этот момент безветрие, или наоборот. Кроме того, не всегда на Севане дуют описанные выше «типичные» ветры. Существует некоторая вероятность ветров и других направлений И хотя повторяемость их невелика, однако на какое-то время они могут существенно изменить описанную среднюю схему волнения. Например, при сильном западном ветре, который иногда бывает и летом, районы, указанные на картограммах как спокойные, перестают быть таковыми.

Данные расчета, как средние многолетние, могут помочь при выборе, например, постоянной трассы судов или при строительстве прибрежных объектов. Что касается повседневной изменчивости волновой обстановки на озере, то для этого необходимо тщательно следить за скоростью и направлением ветра и при возможности пользоваться его прогнозом. Последнее позволит прогнозировать силу волнения и тем самым обезопасить судоходство в открытой части озера, а также работы и отдых в прибрежной зоне.

Управление гидрометслужбы
Армянской ССР

Поступила 25 V.1972.

О. Ա. ԱԶԵՐՆԻԿՈՎԱ

ԱԼԵԿՈՏՈՒԹՅԱՆ ՌԵԺԻՄԸ ՍԵՎԱՆԱ ԼՃՈՒՄ ՆԱՎԱՐԿՈՒԹՅԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՇՐՋԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում բերվում են Սևանա լճում ալեկոծության վերաբերյալ կատարված բնական դիտարկումների արդյունքները։ Ալիքի առավելագույն արժեքը հասել է 3,9 մ։ Ալեկոծության ռեժիմը տրվում է հաշվարկային եղանակով, օգտագործելով քամու պարամետրերի երեսուն տարվա տվյալները։

Ապրիլից մինչև հոկտեմբեր յուրաքանչյուր ամսվա համար հաշվված է ալիքի բարձրությունը 4 տոկոս կրկնելիության և 1 տոկոս ապահովվածության դեպքում։

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 77—80, 1973

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.642.25.13.

А. А. АДАМЯН

ПИРОКСЕНЫ НОВЕЙШИХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Известно важное значение химизма породообразующих минералов эффузивных пород при решении ряда вопросов петрологии. В настоящей статье приводятся результаты минералогических исследований и химический состав пироксенов новейших эффузивных пород Лорийского плато и Ереванского грабен-синклинория.

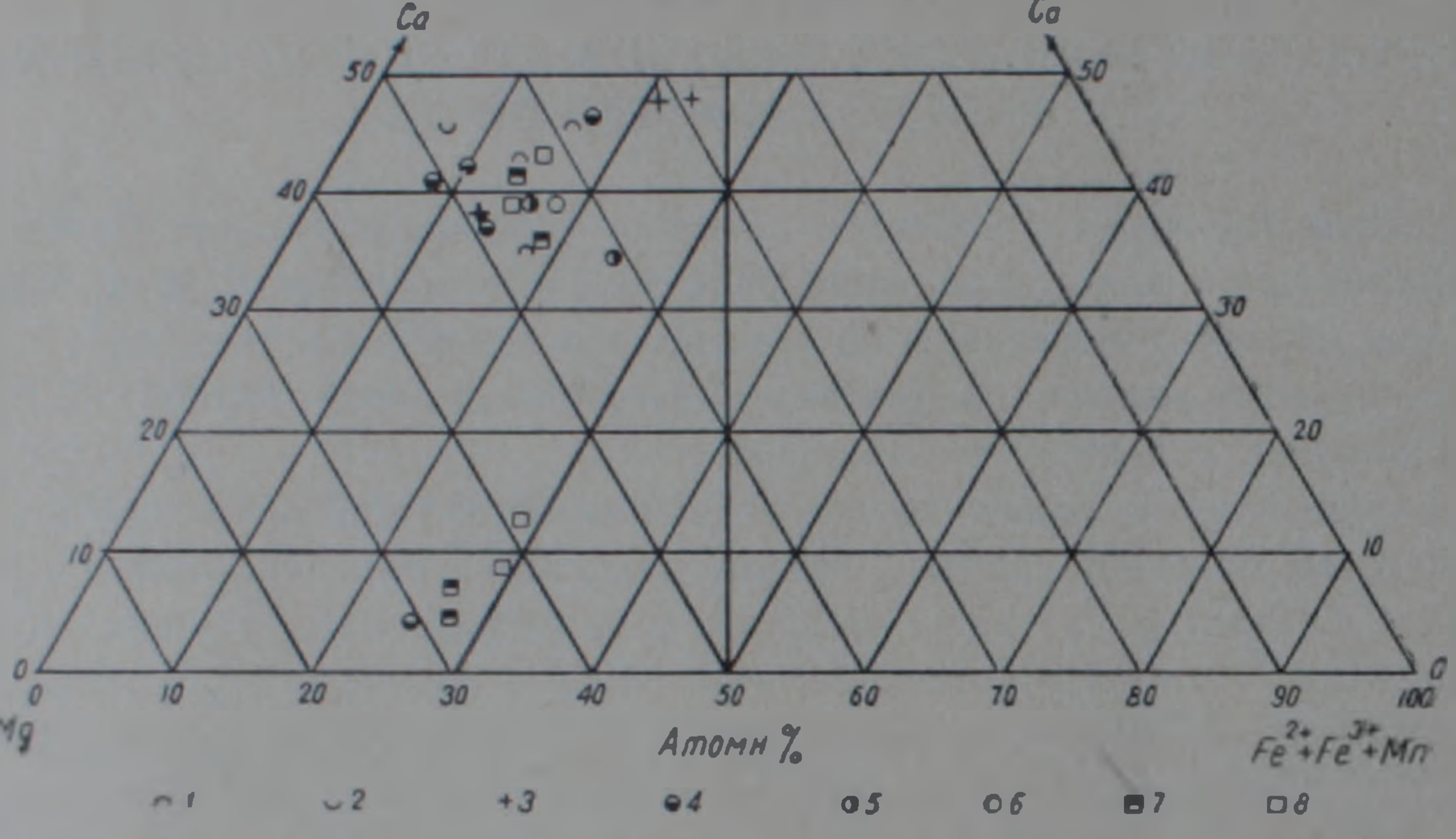
Эффузивную серию базальт-липаритового ряда представляют базальтовые лавы—долериты (нижние и верхние), плагиоклазовые и авгитовые базальты, а также андезито-базальтовые лавы—гиперстеновые, оливиновые, пироксеновые и плагиоклазовые разности [2, 3]. Андезиты делятся на двупироксеновые, авгитовые, гиперстено-роговообманковые, роговообманковые и роговообманково-гиперстеновые; из кислых пород распространены липарито-дациты, липариты и их рыхлые разности [6]; пирокластические породы представлены туфами (ереван-ленинаканского типа) и игнимбритами андезито-дацитового состава [1].

Моноклинный пироксен перечисленных пород преобладает среди минералов вкрапленников и является основным породообразующим фемическим минералом базальтов, андезито-базальтов и, в меньшей мере, андезитов и пирокластитов. Во всех случаях характерен однообразием химического состава, но отличается формой и размером зерен. В большинстве случаев, особенно в андезито-базальтах, встречается в виде порфировых вкрапленников, размером 1—2 *мм* по длине.

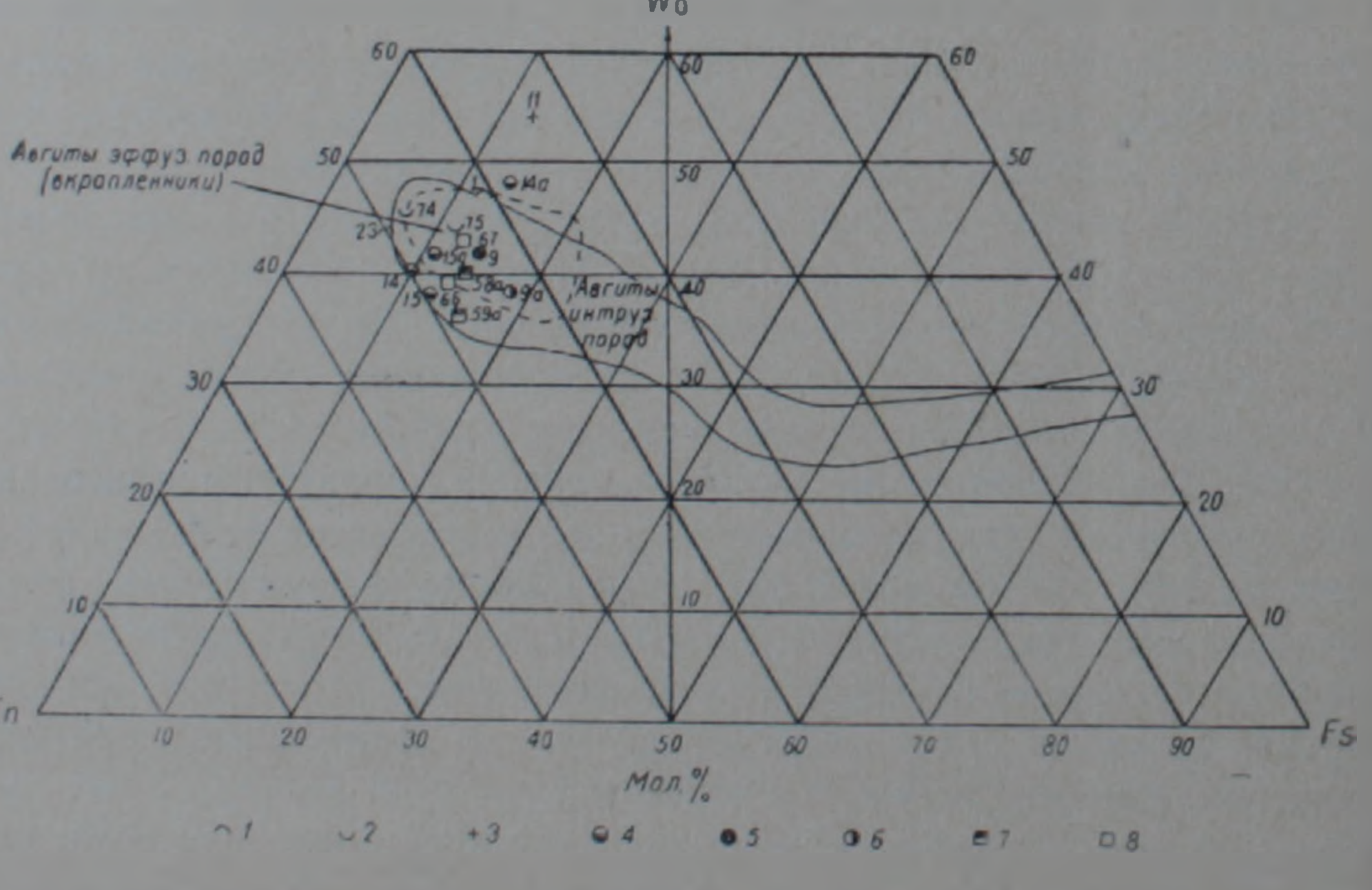
Зерна моноклинного пироксена чаще встречаются в гломеропорфировых скоплениях с оливином. Для долеритов нижнего покрова характерны микрокристаллические изоморфные, реже короткопризматические зерна, размером 0,05—0,1 *мм*, кучно расположенные между кристаллами плагиоклаза. Нередко мелкие зернышки располагаются вокруг зерен оливина. Для долеритов же верхнего покрова характерны офитовая и пойкилоофитовая структуры, размером зерен пироксена от 0,2 до 0,4 *мм* (реже до 0,5), причем для таких зерен обычны ксеноморфные неправильной формы выделения типа пойкилокристов, прорезанные мелкими призматическими и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. На ряде участков пироксен имеет субидиоморфные призматические очертания, проросшие идиоморфными длиннопризматическими зернами плагиоклаза, что свидетельствует об одновременности кристаллизации его и плагиоклаза.

Проведено 18 анализов моноклинных и 5 анализов ромбических пироксенов из разнотипных пород эффузивной серии исследованного района, включая пирокластические породы.

На диаграмме химического состава (фиг. 1) пироксенов в координатах содержания атомов Ca, Mg и (Fe^{2+} + Fe^{3+} +Mn) исследованные моноклинные пироксены располагаются в поле авгита [5]. На диаграмме М. М. Веселовской (фиг. 2) [4], показывающей зависимость между



Фиг. 1. Состав пироксенов в породах эффузивной серии (по разновидностям). 1—плагиоклазовый базальт. 2—авгитовый базальт. 3—нижний долерит. 4—гиперстеновый андезито-базальт. 5—пироксеновый андезито-базальт. 6—андезито-базальт. 7—туф еревано-ленинаканского типа. 8—игнимбрит. Диаграмма составлена по данным анализов, приведенным в таблице 1.



Фиг. 2. Классификация пироксенов по М. М. Веселовской. 1—плагиоклазовый базальт. 2—авгитовый базальт. 3—нижний долерит. 4—гиперстеновый андезито-базальт. 5—оливиновый андезито-базальт. 6—пироксеновый андезито-базальт. 7—туф еревано-ленинаканского типа. 8—игнимбрит.

Таблица 1

Состав пироксенов пород эффузивной серии базальт-липаритового ряда

Окислы	Плагиоклазовый базальт		Авгитовый базальт		Нижний долерит		Верхний долерит	Пироксеновый андезито-базальт		Андезито-базальт	Гиперстеновый андезито-базальт					Туф еревано-ленинаканского типа				Игнимбрит			
	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Гиперстен	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Авгит	Гиперстен	Авгит	Гиперстен	Авгит	Гиперстен	Авгит	Гиперстен
SiO_2	47,00	45,20	48,56	46,75	47,00	46,80	47,04	46,00	46,00	48,70	43,12	49,68	49,76	47,46	50,90	49,85	51,50	49,10	50,50	46,85	48,25	46,45	50,20
TiO_2	0,73	0,65	0,80	1,15	0,15	0,15	2,34	0,15	0,60	0,60	0,23	0,60	0,56	0,79	0,74	0,90	0,66	1,86	1,33	0,11	0,99	0,65	0,65
Al_2O_3	8,17	7,30	11,60	2,85	2,65	9,41	8,57	8,35	4,95	3,60	3,74	5,21	5,68	7,35	4,91	4,51	2,89	3,38	4,10	6,31	3,96	3,60	2,20
Fe_2O_3	7,80	5,93	0,28	6,66	7,45	2,81	3,95	5,00	9,09	5,49	4,00	1,41	1,81	2,58	0,85	3,04	6,83	4,63	4,72	5,83	7,12	3,48	8,21
MnO	—	0,29	0,15	0,07	—	—	—	0,20	0,21	0,72	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	0,14	0,52	0,20	0,87
FeO	—	4,34	2,99	3,73	0,72	9,36	—	5,60	5,86	5,86	16,02	4,35	6,56	4,80	5,60	6,49	10,55	7,50	12,60	4,48	11,95	6,59	9,89
MgO	16,38	13,66	15,00	15,44	10,60	14,40	10,00	15,20	16,43	15,02	30,48	17,83	16,52	13,52	16,70	15,00	23,84	16,56	23,95	14,52	21,63	17,10	20,82
CaO	20,08	21,44	20,00	21,86	21,25	15,74	20,05	19,05	13,66	19,29	2,40	20,40	17,84	23,04	20,02	19,20	3,75	17,48	3,29	2,45	4,70	20,72	0,72
Na_2O	0,60	1,00	0,57	1,07	—	0,83	—	0,73	—	0,80	—	0,42	1,26	0,42	0,50	0,60	0,42	0,37	0,32	1,07	0,37	0,90	0,65
K_2O	0,18	0,20	0,17	0,30	—	0,15	—	0,28	1,70	0,15	не обн	0,07	—	0,10	0,15	0,35	0,37	0,15	0,22	0,27	0,27	0,30	0,40
H_2O	—	0,35	0,16	0,55	—	—	—	0,20	0,20	не обн	—	0,32	—	—	0,24	—	—	—	—	0,70	0,85	—	0,19
S	—	—	—	—	—	—	—	—	0,75	0,25	—	0,04	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,94	100,36	100,28	100,43	83,82	99,65	82,95	100,76	99,45	100,48	99,99	100,33	99,99	100,00	100,65	99,94	100,81	101,03	104,33	82,73	100,61	99,99	100,78
Содержание минерала в породе в объемных %	11,7		43,1		12,4	22,8	26,4		25,5	0,8	23		12,1		1,0	1,0		3,0		3,0		1,3	3,6	1,3	3,6

Оптические константы

Ng	1,710		1,711		1,714	1,726	1,720	1,725	1,715	1,694	1,728	1,710	1,710			1,690		1,719				1,708	1,720
Np	1,681		1,685		1,690	1,699	1,696	1,702	1,688	1,664	1,715	1,681	1,685			1,660		1,704				1,682	1,760
CNg	36°		50°		43°	46°	48°	43°	40°	38°	—	40	42°			45°		5°				45°	5°
2 V	54°		56°		59°	54°	60°	55°	59°	54	—72°	58°	56°			50°		—70				53°	—72°
Ng—Np	0,029		0,026		0,024	0,027	0,024	0,023	0,027	0,03	0,013	0,029	0,025			0,03		0,015				0,026	0,01
Ng		1,710	1,710	1,710	1,714	1,726	1,720		1,725		1,728	1,710		1,7100	1,728	1,71			1,728	1,714	1,712	1,714	1,722
Np		1,692	1,692	1,692	1,694	1,699	1,696		1,702	1	1,515	1,689		1,691	1,715	1,60			1,715	1,702	1,706	1,702	1,714

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,75	1,70	1,75	1,75	1,73	1,78	1,84	1,71	1,75	1,78	1,63	1,83	1,83	1,76	1,85	1,88	1,85	1,81	1,82	1,76	1,80	1,76	1,85
Al	0,12	0,32	0,23	0,127	0,23	0,19	0,30	—	0,21	0,158	0,162	0,22	0,24	0,22	0,12	0,09	0,12	0,146	0,187	0,04	—	0,159	0,097
Al	0,33	—	0,26	—	—	0,22	0,09	0,34	—	—	—	—	—	0,10	0,19	0,11	—	—	—	0,24	0,174	—	—
Ti	0,02	0,024	0,02	0,034	0,04	0,004	0,07	0,004	0,018	0,018	0,006	0,019	0,015	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,035	0,002	0,03	0,018	0,018
Fe^{3+}	0,35	0,167	0,09	0,19	0,42	0,07	—	0,14	0,27	0,153	0,11	0,04	0,048	0,07	0,026	0,086	0,187	0,123	0,125	0,16	0,196	0,10	0,226
Mn	—	0,009	0,004	0,002	—	—	—	—	0,006	0,022	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,026
Mg	0,89	0,76	0,805	0,845	0,58	0,80	0,58	0,845	0,776	0,84	1,7	0,97	0,90	0,75	0,91	0,84	1,28	1,91	1,29	0,80	1,20	0,96	1,156
Fe^{2+}	—	0,138	0,004	0,115	0,01	0,29	0,12	0,17	0,188	0,185	0,505	0,137	0,20	0,27	0,17	0,20	0,32	0,236	0,38	0,14	0,38	0,20	0,30
Ca	0,64	0,86	0,775	0,88	0,96	0,63	0,60	0,76	0,67	0,78	0,01	0,785	0,69	0,91	0,79	0,77	0,148	0,69	0,129	0,82	0,18	0,83	0,27
Na	0,043	0,072	0,04	0,081	—	0,05	—	0,049	0,12	0,058	—	0,025	0,04	0,026	0,004	0,044	—	0,026	0,021	0,04	0,04	0,063	0,049
K	0,08	0,009	0,008	0,012	—	0,004	—	0,013	0,03	0,009	—	0,001	—	0,004	0,008	0,018	—	0,009	0,008	0,013	0,013	0,013	0,018

Атомное количество

Mg	47,5	39,2	48,0	42,0	29,0	44,6	44,6	44,2	40,0	42,5	70,9	50,5	49,3	37,5	48,0	44,4	66,6	46,4	67,5	41,6	61,5	45,6	59,1
Fe	18,5	16,3	5,8	14,4	23,0	20,2	9,3	16,0	25,0	18,1	25,4	9,0	13,0	17,1	10,3	14,8	25,1	18,2	26,2	15,9	29,3	14,8	27,1
Ca	34,0	44,5	46,2	43,6	48,0	35,2	46,1	39,8	35,0	39,4	3,7	40,5	37,7	45,4	41,7	40,8	7,3	35,4	6,3	42,5	9,2	39,6	13,8

Молекулярное количество

FeS	6,2	12,0	6,5	10,7	12,9	18,6	21,05	13,2	18,2	13,9	23,8	9,8	12,3	13,3	9,8	13,2	22,1	15,0	14,0	11,9	25,2	12,7	22,7
No	43,8	47,0	46,0	45,0	54,1	35,7	46,5	41,3	38,1	41,5	4,1	40,8	38,5	47,7	42,4	41,5	7,9	37,0	7,0	44,6	10,3	40,5	14,8
En	50,0	41,0	47,5	44,3	33,0	45,7	32,5	45,5	43,7	44,4	72,1	49,4	49,2	39,0	47,8	45,3	70,0	48,0	69,0	43,5	64,5	46,8	62,5

Железистость авгитов

	10,6		10,56	19,60	17,50		13,4	22,2	29,10	23,8		14,7	19,8	16,9	19,8	23,10		23,30		21,20		21,0	

Отношение Mg: Ca авгитов

	1,10		1,04	0,98	0,60		0,50	1,1	1,16	1,08		1,20	0,80	1,10	1,0	1,10		1,3		0,98		1,15	

оптическим углом и составом пироксена эффузивных пород, исследованный минерал укладывается в поле авгита эффузивных пород.

Таким образом, моноклинный пироксен как основных типов пород, так и туфов и игнимбритов соответствует авгиту.

При рассмотрении коэффициентов кристаллохимических формул (табл. 1) нетрудно заметить особенности химизма проанализированных авгитов. Характерной чертой их является магнезиальность. Большинство из рассмотренных авгитов характеризуется небольшим преобладанием магнезия над кальцием (табл. 2), отношение магния к кальцию—от 0,95 до 2,3.

Для всех проанализированных авгитов характерна низкая железистость $\left(\text{рассчитана по формуле } f=\frac{100\,(Fe^{2+}+Fe^{3+})}{Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}}\right)$; она колеблется от 10 до 23, только в одном случае составляет 29. При сравнении железистости авгитов разнотипных и разновозрастных пород эффузивной серии замечено, что авгиты базальтоидов верхнеплиоценового возраста менее железисты (10—19), чем авгиты сравнительно кислых четвертичных пород (оливиновые, пироксеновые андезито-базальты, туфы ереванo-ленинаканского типа и игнимбриты).

По данным оптических констант (табл. 1) ясно видно, что оптика для всех измеренных пироксенов (с учетом превышения $2v$ на 5—6° [4]) довольно хорошо согласуется с химизмом. Описываемые авгиты обладают устойчивостью, постоянством химического состава—умеренным однообразием кальциевой фазы и сравнительно меньшими вариациями в отношении между магнезиальным и железистым силикатами, несколько обогащены глиноземом, что характерно и для других породообразующих минералов исследованных пород. Замечено увеличение железистости авгитов в более поздних породах серии, что, вероятно, является результатом дифференциации базальтовой магмы.

Особенностью авгитов, образовавшихся в раннюю стадию дифференциации базальтовой магмы, является значительное количество кальциевой фазы и содержание глинозема в несколько больших количествах. По указанным признакам исследованные авгиты отличаются от таковых толеитового ряда и ближе к авгитам высокоглиноземистого базальта [7].

Приближенно-количественным спектральным анализом выявлены Sr, Zi, Cu, Ga, Sr, Sc, Ti, Mn, Cr, Ni, Co и Zn. Во всех исследованных авгитах встречаются также спорадически Pb, Sn, Ge, Mo, Ag, Y, Be, Ba, P.

Ромбический пироксен. Преимущественно встречается в гиперстеновых андезито-базальтах в количестве до 2,3%, еще меньше в плагиоклазовых андезито-базальтах (до 1,54%), в гиперстено-роговообманковых андезитах (0,7%) и весьма спорадично в роговообманково-гиперстеновых андезитах и пирокластических породах. Обычные формы встреченных кристаллов короткопризматические, слегка вытянутые по (001), размерами 0,1—0,2 *мм*, весьма редко до 4 *мм*. В пирокластических породах

часты обломки кристаллов. В зернах гиперстена хорошо выражена обычная спайность по (110). Гиперстен слабо плеохроичен: наблюдается розовый тон по Np и светло-зеленый по Ng. Обычно гиперстен встречается в виде отдельных зерен, реже в сочетании с зернами авгита и оливина, образуя гломеропорфировые сростки, которые оплавлены и окаймлены мелкими микролитами плагиоклаза.

Исследованный гиперстен из пород андезито-базальтового, андезито-дацитового состава, обладает постоянством химического состава, умеренно однообразным содержанием железистой фазы, умеренным содержанием глинозема и сравнительной устойчивостью.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18- VI.1971

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамян А. А.* Туфы и туфолавы южных склонов массива горы Арагац. Известия АН Арм. ССР, Физ-мат., естеств. и технич. науки, т. IV, № 3, 1951.
2. *Адамян А. А.* Неогеновые и четвертичные породы Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIV, № 6, 1961.
3. *Адамян А. А.* Базальты. В кн. «Геология Армянской ССР», т. IV, Петрография (вулканические породы). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
4. *Веселовская М. М.* Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петрограф. серия, вып. 86, 1950.
5. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. «Мир», т. 1, 2, М., 1965.
6. *Карапетян С. Г.* Липариты и липарито-дациты. В кн. «Геология Армянской ССР», т. IV, Петрография (вулканические породы). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
8. *Kuno X.* High-alumina basalt (Geological Institute, University of Tokio Japan). Journal of petrology. v. 1, № 2, 1960.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 81—83, 1973

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

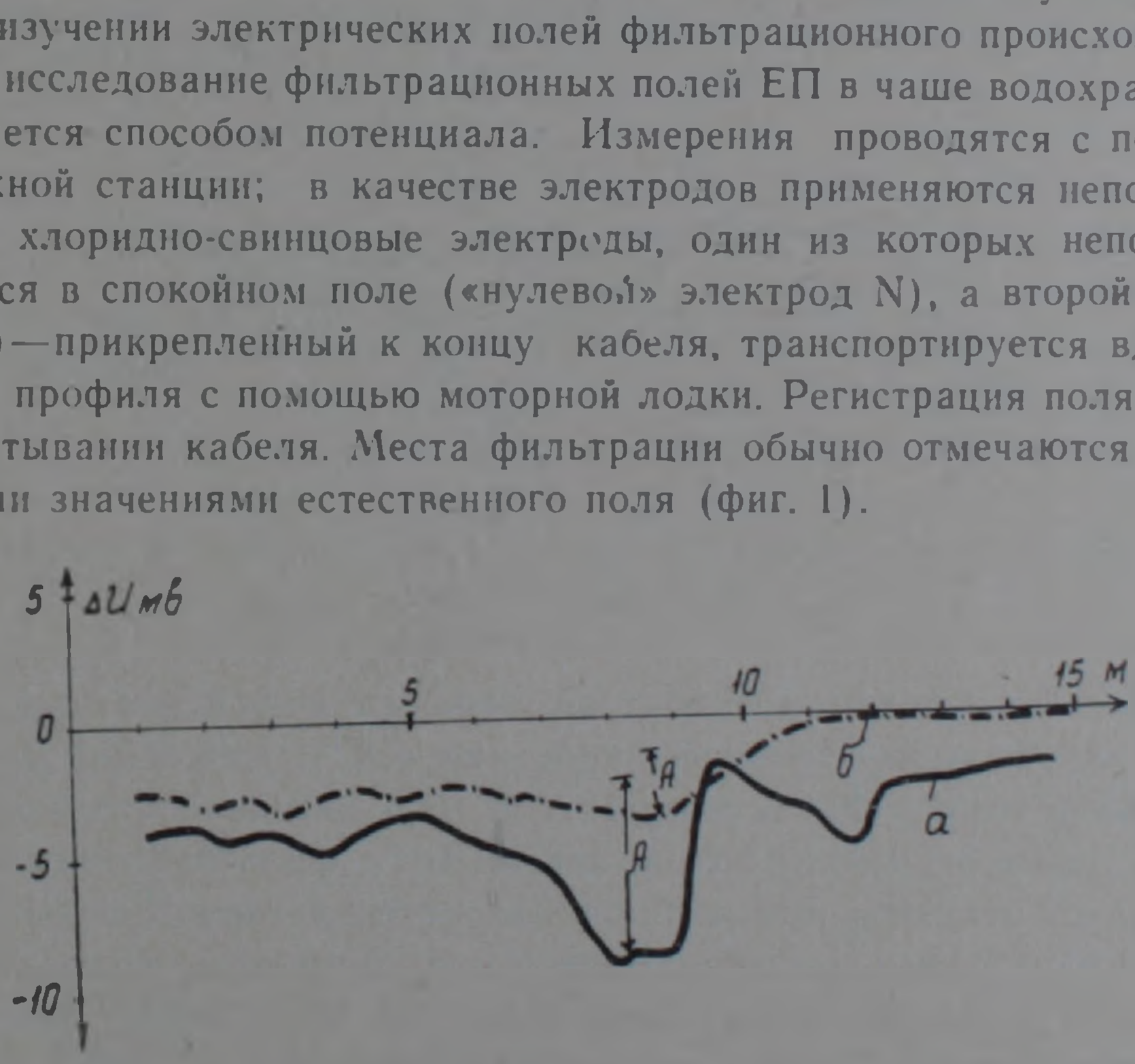
УДК 550.837

Р. С. МИНАСЯН, Д. А. ХАЧАТРЯН

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕСТ ФИЛЬТРАЦИИ ИЗ ВОДОХРАНИЛИЩ МЕТОДОМ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

В последние годы на некоторых водохранилищах Армянской ССР, сооруженных, в основном, на трещиноватых вулканических образованиях, проведены исследования по изучению фильтрации воды и оценке ее изменений во времени [2].

При решении указанных задач применяется, в основном, метод естественного электрического поля (ЕП). Метод в данном случае базируется на изучении электрических полей фильтрационного происхождения. Обычно исследование фильтрационных полей ЕП в чаше водохранилища выполняется способом потенциала. Измерения проводятся с помощью каротажной станции; в качестве электродов применяются неполяризующиеся хлоридно-свинцовые электроды, один из которых неподвижно находится в спокойном поле («нулевой» электрод N), а второй (электрод M)—прикрепленный к концу кабеля, транспортируется вдоль заданного профиля с помощью моторной лодки. Регистрация поля ведется при сматывании кабеля. Места фильтрации обычно отмечаются отрицательными значениями естественного поля (фиг. 1).



Фиг. 1. Графики ЕП над местом утечки (а) и на расстоянии в 2 м от него (б).

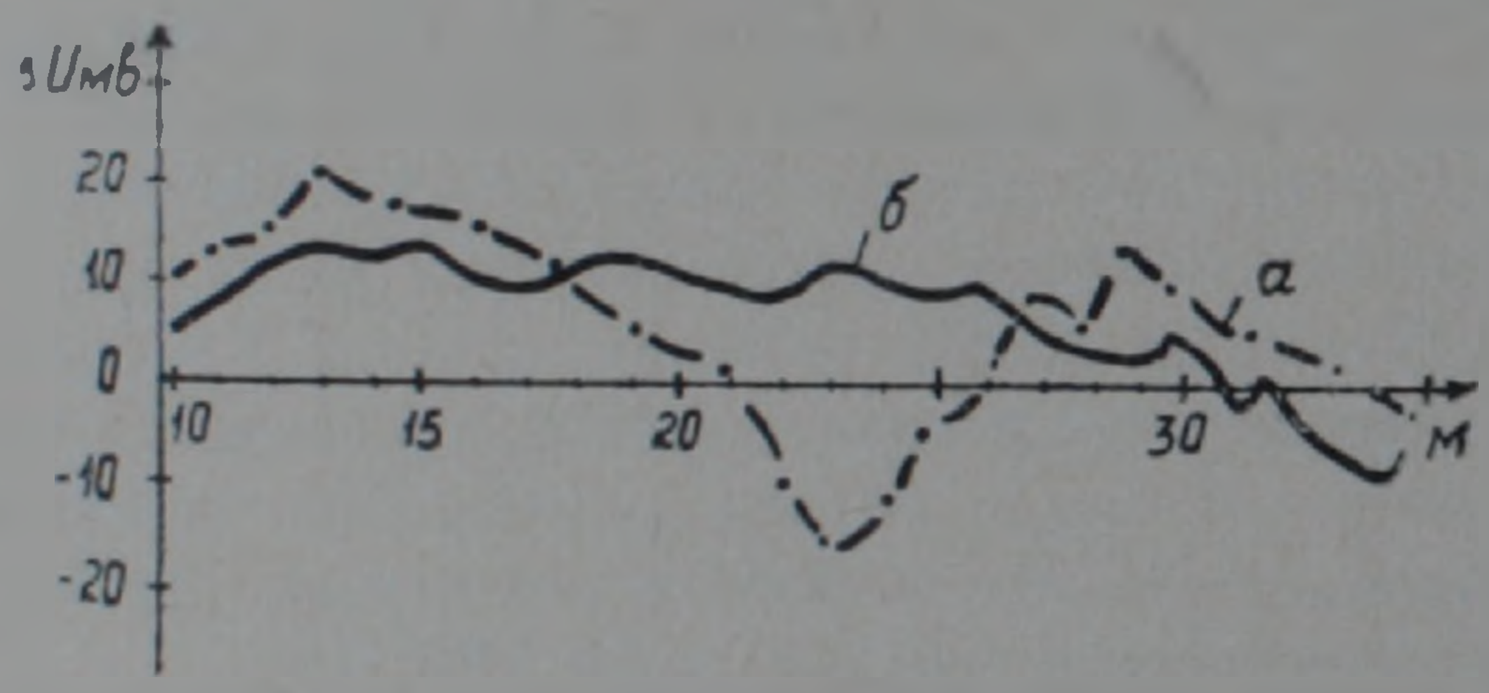
Результаты наших исследований показали, что применявшаяся до сих пор методика полевых наблюдений, а именно, съемка из отдельных стоянок по веерообразным профилям несовершенна [1]. При производстве работ указанной методикой сравнительно детально изучается только участок вблизи стоянки измерительной лаборатории, где сходятся наблюдаемые веерообразные профили. С удалением от места стоянки расстояние между исследуемыми профилями увеличивается, что приводит к увеличению вероятности пропуска отдельных, локальных зон утечек.

Это видно, например, на фиг. 1, где место утечки почти не фиксируется уже на расстоянии 1,5—2,0 *м*.

Для более детального исследования мест фильтрационных потерь рекомендуются поисковые профили задавать вдоль береговой линии водохранилища, особенно если оно работает в режиме накопления и дальнейшего спуска воды для целей орошения. Изучение береговой полосы акватории водохранилища необходимо повторять каждый раз после сработки водохранилища, допустим, на 1,5—2,0 *м*.

Водные исследования ЕП следует сочетать с наблюдениями по урезу воды. Повторные измерения наземных профилей выполняются через месяц после снижения уровня воды в водохранилище. На графиках вдоль уреза воды места утечек выделяются в виде минимума ЕП. После опорожнения водохранилища, т. к. отсутствуют фильтрационные поля, ранее установленные аномалии, естественно, не должны выделяться. Причем шаг наблюдения следует делать детальным и равным расстоянию между профилями.

В качестве примера на фиг. 2 приведены результаты таких исследований, полученных на Апаранском водохранилище.



Фиг. 2. Сопоставление графиков ЕП профиля I при полном (а) и опорожненном (б) водохранилище.

Указанная методика наблюдений, наряду с использованием данных водного варианта электропрофилирования (ЭП), измерений скоростей придонных течений (ИС) и термометрий (Т), намного повышает достоверность связи отрицательных аномалий ЕП с фильтрационными полями. Следует отметить, что комплексная интерпретация результатов по изучению мест утечек требует обязательной привязки отдельных аномалий с целью исследования их всеми методами. В частности, это касается методов ЕП и ИС. Однако, как показывает практика работ, изучение профилей отдельно методами ЕП и ИС нецелесообразно, т. к. их повторное прохождение почти невозможно. Поэтому рекомендуется необходимые измерения проводить, по возможности, при одной смотке кабеля. При этом датчик для определения скоростей придонных течений (термогидрометр) прикрепляется к концу кабеля на расстоянии до 5 *м* от подвижного электрода М. Во время производства наблюдений, если электрод пересекает зону, которая на диаграмме ЕП отмечается отрицательной аномалией и представляет интерес как место утечки воды,

необходимо остановить смотку кабеля и вместо непрерывной записи ЕП проводить точечное измерение методом ИС. Ясно, что идущий сзади, на расстоянии 5 м, термогидрометр с большой вероятностью пересечет аномальную зону ЕП.

Предложенные изменения в методике полевых исследований намного повышают детальность выделения и достоверность связи геофизических аномалий с местами утечек воды из водохранилища.

АрмНИИВПиГ

Поступила 25.II.1972.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Богословский В. А., Огильви А. А.* Электрометрические и термометрические исследования при изучении фильтрации из водохранилищ в условиях распространения трещиноватых скальных пород. ЭИ, серия Гидрогеология и инженерная геология, № 16, ВИЭМС. М., 1970.
2. *Минасян Р. С., Хачатрян Д. А.* О необходимости применения геофизических методов исследований при изучении инженерно-гидрогеологических условий водохранилищ. Материалы II научной конференции молодых ученых Армении. Ереван, 1969.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 84—86, 1973

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

Г. А. АЛЕКСАНДРЯН

ПРИМЕР, ДОСТОЙНЫЙ ПОДРАЖАНИЯ

По взаимной договоренности географических обществ Армянской ССР и Германской Демократической Республики в октябре 1970 г. группа географов ГДР в составе 15 человек посетила нашу республику. Приезд немецких коллег был ответным визитом. Наши географы были з ГДР в июле того же года.

В период своего пребывания в Армении, которое длилось 16 дней, немецкие географы осуществили экскурсионные поездки по достопримечательным местам как столицы нашей республики, так и отдельных ее районов. За это время они, насколько это было возможно, ознакомились с историей нашей республики, ее населением, культурой и хозяйством.

Свой дружеский визит немецкие географы посвятили 50-й годовщине установления Советской власти в Армении.

В ознаменование полувекового юбилея образования Союза Советских Социалистических Республик немецкие географы один номер своего периодического издания—«Географические сообщения» (Geographische Berichte) № 63 (2/1972 г.), специально посвятили Армянской ССР. В нем, на основе собственных наблюдений и, главным образом, литературных источников показали успехи, достигнутые Армянской ССР за 50 лет после основания СССР.

В предисловии к этому номеру, которое написано руководителем делегации проф. Крамм, в частности, выражается глубокая благодарность Армянскому географическому обществу за сердечное гостеприимство и за успешное проведение экскурсии на высоком научном уровне.

В рецензируемом номере содержатся в общей сложности 7 статей. Первая, и самая большая по объему (авторы Герхард Шмидт и Карл Херц), посвящена природе Армянской ССР и возможностям ее использования. В ней авторы, используя главным образом результаты исследований ученых Армении, довольно удачно охарактеризовали сложные климатические условия республики. Ими, в частности, показано влияние климата на формирование и территориальное распределение отдельных типов почв и растительности, а также дан обзор развития сельского хозяйства республики с учетом разнообразных природных условий. Специальный и довольно большой раздел статьи посвящен процессам геолого-тектонического развития территории республики и их влиянию на формирование формы рельефа, рудных месторождений, минеральных источников и т. д.

Во второй статье автор (Л. А. Валесян), по просьбе немецких коллег, останавливается на главных этапах формирования и развития территориально-производственного комплекса в республике. В статье по-

казано, что только при социалистическом содружестве народов СССР стало возможным образование в Армянской ССР целостного территориально-производственного комплекса всесоюзного значения, лицо которого определяют цветная металлургия, химия, машиностроение, легкая и пищевая промышленность и т. д.

Следующая статья, написанная Лотхаром Гумпертом и Гансом Мюллером, посвящена географическим аспектам исторического развития Армении. Авторы, на основе обработки и анализа большого количества советских и, особенно, иностранных литературных источников, дают довольно подробное описание общественного и территориально-административного развития Армении, начиная с рабовладельческого государства Урарту. В статье довольно убедительно показано влияние географического положения Армении на ее общественное и территориальное развитие. В конце описана роль Советской власти в подъеме народного хозяйства, науки и культуры страны. Определенный интерес представляет приложенная к статье таблица, которая дает хронологию особо важных событий из жизни армянского народа, начиная со времени государства Урарту до наших дней.

Немаловажный интерес представляет статья профессора Иогана Геллерта об историко-географическом развитии г. Еревана. В ней, в частности, отражено влияние политического устройства Армении на развитие ее столицы с начала XIX столетия, когда в ней было всего 11.500 жителей, до наших дней, когда количество жителей, по данным переписи 1970 г., перевалило за 760000. К статье приложена интересная схематическая карта г. Еревана с хронологией его застроек.

Интересной является также статья ученого секретаря Географического общества ГДР Фрица Хенша, посвященная вопросам экономического использования оз. Севан. В ней приведена краткая история развития проблемы использования вод оз. Севан, начиная от первоначальной схемы осушения большой чаши озера до последней генеральной схемы—сохранения озера на возможно высоких отметках и использования его как регулятора Закавказской объединенной энергетической системы и для ирригационных целей.

В конце журнала в разделе географической информации приведены два сообщения. В первом сообщении (автор Зигфрид Маркс) дана характеристика региональных погодно-климатических условий Армянской ССР. Здесь, в частности, приведены режим температуры и влажности воздуха, атмосферных осадков и солнечного сияния для шести характерных пунктов республики, в том числе и для гор. Еревана.

Второе сообщение (автор Марианна Штамс) озаглавлено «Население, населенные пункты и хозяйство Армянской ССР». Здесь автор на основе анализа материалов Большой Советской Энциклопедии характеризует рост населения, населенных пунктов и народного хозяйства республики за период после установления Советской власти и, особенно, за послевоенный период. Очень характерны, в этом отношении, приве-

денные автором графики развития общего и городского населения, а также городов и городских поселений по годам до 1970 года включительно.

В конце хочется выразить глубокую благодарность немецким коллегам за их столь кропотливый труд, имеющий исключительно большое значение в деле пропаганды наших достижений среди широких масс немецкого народа.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.11.1973.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 3, 87—88, 1973

АРТЕМИЙ ИВАНОВИЧ МЕСРОПЯН

15 марта 1973 года исполнилось десять лет со дня кончины выдающегося геолога-нефтяника Артемия Ивановича Месропяна.

Артемий Иванович Месропян родился в 1891 г. в гор. Батуми. В 1923 году окончил Горный институт в Петрограде, но еще будучи студентом, принимал участие в нефтепоисковых и разведочных работах в Грозном и Бинагадах.

В январе 1924 года А. И. Месропян, по приглашению Азнефти, переехал в гор. Баку. До 1930 года он работал главным геологом Бинагадинского нефтяного промысла, а с 1930 года по 1938 год был руководителем промышленного сектора Азнефти по подготовке новых нефтяных площадей. За эти годы были сданы в эксплуатацию крупнейшие месторождения нефти в Кала, Локботане, Зыхе, Сулу-Тепе, Чахнагляре, Шонгаре и др.

Одновременно с 1924 года по 1938 год А. И. Месропян читал лекции по разведке нефтяных месторождений в Азербайджанском Краснознаменном индустриальном институте.

С 1944 года А. И. Месропян работает в Армении: до 1947 года старшим геологом Армянского геологического управления, а затем переходит на работу в Институт геологических наук Академии наук Армянской ССР.

В 1948 году в Армянской ССР развернулись работы по поискам нефти и газа. Артемий Иванович сразу же возглавил эти работы и проявил себя талантливым организатором, большим специалистом и энтузиастом своего дела.

Благодаря его глубоким знаниям, старанию, умелому подходу к решению сложных геологических задач, его приверженности к новейшим прогрессивным представлениям, ему удалось провести большие и серьезные исследования.

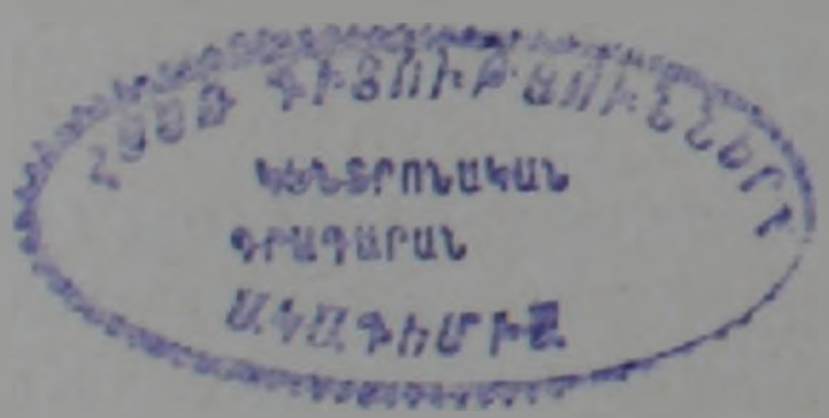
Уже в 1954 году А. И. Месропян обобщил огромный фактический ма-

териал по поискам нефти в Армении и наметил пути дальнейших исследований.

Многолетняя безупречная деятельность А. И. Месропяна была высоко оценена Правительством Армянской ССР—в декабре 1962 года он получил звание Заслуженного деятеля науки Армянской ССР.

Артемий Иванович Месропян был очень требователен в работе к себе и другим, благодаря чему ему удалось воспитать большой коллектив тружеников-энтузиастов поисков нефти в Армении, продолжающих сейчас эти исследования.

Артемий Иванович оставил о себе большую светлую память.



Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

ВФ 05730. Подписано к печати 6/VII 1973 г. Тираж 880. Изд. 3917. Заказ 256.
Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 5,5 + 3 вкл. бум. л. 2,75.
Усл. печ. л. 8,2. Уч. изд. л. 7,16.

Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24