

ՀԱՄԱԶ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դուրյանովա
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Բ. Ս. Մելիքսեթյան

Անդամներ՝ Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, աշխարհա-
դրական գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Փար-
սիելյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կարապետյան, Երկր.-մին. գիտ. թեկնածու
Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաբյան, Երկ.-մին. գիտ. թեկ-
նածու Գ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկր.-մին.
գիտ. թեկնածու Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук Н. И. Долуханова

Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян

Члены: канд. геол.-мин. наук В. П. Асратян, докт. геогр. наук А. Б. Баг-
дасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук
Г. М. Ванцян, чл.-корр. АН АрмССР А. А. Габриелян, докт. тех. наук
Б. К. Карапетян, канд. геол.-мин. наук А. Е. Кочарян, академик АН АрмССР
Н. Г. Магакьян, докт. тех. наук Г. И. Тер-Степанян.

Ответственный секретарь В. А. Агамалян

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, Барикамутьян, 24.

Ш. О. АМИРЯН

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА И ЗОЛОТОНОСНЫЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ В АРМЯНСКОЙ ССР

Поисковые работы на золото проводились на территории Армении, начиная с 1800 г., но только целеустремленные исследования последних 10 — 15 лет привели к открытию перспективных месторождений и ряда проявлений, всестороннее изучение которых позволяет наметить некоторые закономерности в распределении золоторудной минерализации.

Установлено [11, 12], что золоторудная минерализация связана почти со всеми интрузивными циклами, развитыми в пределах известных в Армении структурно-металлогенических зон. Золоторудные ассоциации генетически связаны с интрузивными и экструзивными комплексами. Относительно богаты золотом гидротермальные образования, связанные со средними и умеренно-кислыми гранитоидами третичного возраста.

По петрографическому характеру интрузивные и жильные породы, с которыми пространственно тесно ассоциируют золоторудные месторождения, изменяются от габбро-диоритов и диорит-порфиров до порфировидных гранитов и кварцевых порфиров, а в некоторых случаях до пород повышенной щелочности — граносиенитов.

На Зодском месторождении это диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, кварц-порфиры; на Гамзачиманском — порфировидные граниты, граносиениты, аплиты и редко пегматиты; на Меградзорском — кварцевые диориты, монцониты, граносиениты, сиенит-порфиры, лампрофиры; на Личкваском — габбро-диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры; на Азатекском — граносиениты, порфировидные граниты, кварцевые диориты, диоритовые порфиры и аплиты. Среди отмеченных пород преобладают роговообманковые и биотитовые диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граносиениты. Значительная часть их характеризуется повышенным по сравнению с калием содержанием натрия.

Характерными являются массивные мелко-, среднезернистые и редко крупнозернистые текстуры и гипидиоморфнозернистые, порфировые и порфировидные структуры.

Гранитоидные интрузии характеризуются малыми размерами, колеблющимися в пределах 0,5—30 кв. км. по площади.

Рудные жилы и минерализованные зоны дробления пород располагаются как в интрузивных, так и в экзоконтактовых вулканогенных породах.

Металлогеническими эпохами для золоторудной минерализации, в основном, явились киммерийская и альпийская. Небольшие примеси

золота установлены также в шлихах, промытых из участков развития палеозойских гранитоидов Агверан-Арзаканского массива, совместно с цирконом, рутилом, сфеном, ильменитом, шеелитом, пиритом, иногда с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, антимонитом и реальгаром.

Следует отметить, что в киммерийской и альпийской эпохах золоторудная минерализация проявилась в различных стадиях развития структурно-магматических зон и металлогении. В киммерийской эпохе она проявилась: а) в колчеданных рудах ранней стадии в связи с малыми субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров, возраст которых составляет 150—163 млн. лет [9], (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, Шаумян-Халадж) и б) в колчеданных, барит-полиметаллических, кварц-гематитовых, медно-гематитовых рудах средней стадии (проявления Шнох, Воскепар, Козмантала, Шикахох, Срашен и др.) в связи с внедрением кварцевых диоритов, гранодиоритов мелового возраста (с абс. возр. 133 ± 8 млн. лет) в пределах Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоны. При этом повышенное содержание золота установлено в полиметаллическом типе руд (Ахтала, Шаумян-Халадж). В рудах Шаумян-Халаджского месторождения, наряду с золотом, установлены также теллуриды, которые столь характерны для типичных золото-полиметаллических месторождений альпийской эпохи.

Особое развитие золоторудная минерализация получила в альпийской металлогенической эпохе широко представленной в Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской структурно-металлогенических зонах. В ранней стадии развития металлогении золото проявилось в колчеданных рудах Севано-Амасийской зоны (Танзут, Чибухлы), находясь в парагенетической связи с малыми субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров с абсолютным возрастом 41—49 млн. лет.

В среднюю стадию структурно-металлогенического развития зон, в связи с внедрением небольших интрузий гранитоидов (абс. возраст интрузий 35—45 млн. лет) образуются золоторудные месторождения и проявления Ахванадзор, Фролова Балка, Маймех, Агви, Мгарт и другие.

В позднюю стадию, в результате окончательного поднятия и консолидации орогена и имевших место разрывных дислокаций, вдоль крупных пликативных структур и разрывов внедряются малые интрузии умеренно-кислых гранитоидов (абс. возр. 21—33 млн. лет) и щелочных пород (абс. возр. 24—38 млн. лет). В генетической связи с гранитоидами образуются наиболее крупные месторождения и проявления золота — Зод, Меградзор, Гамзачиман, Личквас, Азатек (Гегарчин), Сарнахшюр, Намазолян и другие. В эту стадию золото в виде примеси проявляется и в медно-молибденовых и полиметаллических рудах (Каджаран, Анкаван, Айгедзор, Аткиз).

Главные промышленные месторождения золота находятся в об-

ласти развития альпийской металлогении. Структурным контролем ору-
днения являются разрывные нарушения и зоны дробления, брекчиро-
вания пород, вдоль которых развиты гидротермальные изменения,
представленные лиственнитизацией, серпичитизацией, хлоритизацией,
каолинизацией, окварцеванием и пиритизацией. Рудоконтролирующие
структуры приурочены к приосевым, присводовым частям небольших
антиклинальных складок северо-западного простирания, в строении
которых участвуют меловые, палеоген-неогеновые осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы (известняки, мергелистые известняки, песчаники, туфопесчаники, туфобрекчии, туффиты и различные порфириды), прорванные небольшими интрузиями гранитоидов.

Рудные тела представлены простыми и сложными жилами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации, расположенными вдоль структур сколового и разрывного характера. Они значительны по мощности и выдержаны по простиранию, а для отдельных месторождений и на глубину (Зод). Интенсивность оруденения в жилах и минерализованных зонах пород весьма неравномерна. Пустые участки жил и зон сменяются богатыми, которые почти целиком сложены из сульфидов. Последние обычно приурочены к местам наложения разновозрастных минеральных ассоциаций, к участкам пересечения разноориентированных структур, или же к местам изгибов дорудных разрывов..

В результате наложения продуктов различных порций растворов по одним и тем же структурам нередко рудные тела приобретают сложно-полосчатое строение. Сложные и многостадийные процессы рудообразования обусловили многообразие структурно-текстурных особенностей, среди которых особое развитие получили текстуры пересечения, брекчирования, полосчатые, кокардовые, друзовые, колломорфные и другие, а также структуры катаклаза, замещения, мirmekитовые, зернистые, зональные, двойниковые и другие.

Некоторые различия, существующие в структурно-магматическом и металлогеническом развитии отдельных рудных зон и рудных полей, по-видимому, и привели к появлению довольно разнообразных минеральных ассоциаций (табл. 1).

Таблица 1

Место- рожде- ния	Стадии минерализации	Минеральный состав	
		главные	второстепенные
1	2	3	4
Зод	1. Дорудная кварцевая	Кварц	
	2. Кварц-пирит-арсено- пиритовая	Кварц, арсенопирит	Пирит, леллингит, сфалерит, пирротин, халькопирит, золото

1	2	3	4
Зод	3. Кварц-карбонат-сульфидная (полиметаллическая)	Кварц, карбонаты, пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, золото, бл. руда	Пирротин, марказит, алтаит, сильванит, гессит, бурнонит, станин, бравоит, линнеит, полидимит, ваэсит, никелин, кобальтин и др.
	4. Кварц (халцедоновидный, -карбонат-золоторудная (с Ag, Вl и Те)	Карбонаты, кварц, золото, теллуrowисмутит, калаверит, креннерит, сильванит, гессит, алтаит, петцит	Тетрадимит, нагиагит, пильзенит, колорадоит, вейсцит, риккардит, мелонит, серебро
	5. Кварц-карбонат-антимонитовая	Карбонат, кварц, антимонит	Пирит, халькопирит, буланжерит, геокронит, арсенопирит (низкотемп)
	6. Кварц-карбонатная (безрудная)	Кварц, карбонат	—
Мегра- дзор*	1. Кварцевая (безрудная)	Кварц	
	2. Кварц-серноколчеданная	Кварц, карбонат, пирит	Сфалерит, халькопирит, галенит, золото
	3. Кварц-карбонат-полиметаллическая	Кварц, карбонат, пирит, халькопирит, бл. руда, галенит, золото, энаргит	Пирротин, марказит, висмутин, виттихенит, эмплектит,
	4. Золото-теллуровая	Сильванит, калаверит, креннерит, алтаит, гессит, золото, петцит	Эмпрессит, теллуrowисмутит, тетрадимит, колорадоит, нагиагит, серебро и др.
	5. Кварц-карбонатная	Кварц, карбонаты, халцедон	
Гамза- чиман	1. Безрудная кварцевая	Кварц	
	2. Кварц-молибденит-шеелитовая	Кварц, молибденит-шеелит, пирит	Тетрадимит, петцит, киноварь
	3. Кварц-карбонат полиметаллическая	Кварц, карбонат, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, золото, сильванит, калаверит, теллуrowисмутит, алтаит, гессит, бл. руда	Магнетит, золото, гематит
	4. Безрудная карбонатная	Карбонат	

1	2	3	4
Личкваз	1. Безрудная кварцевая 2. Пирит-халькипиритовая 3. Полиметаллическая 4. Кварц-арсенопиритовая (низкотемпературная) 5. Кварц-карбонатная, гипсовая	Кварц Кварц, карбонат, пирит, халькопирит, висмутин, козалит Карбонаты, кварц, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, золото, бл. руда Кварц, арсенопирит, золото Кварц, карбонат	Карбонат Сфалерит, бл. руда, галенит, виттихенит, тетрадимит, пирротин, золото Марказит, пирротин, киноварь Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, бл. руда Гипс
Азатек	1. Пирит-пирротин-арсенопиритовая 2. Серноколчеданная 3. Полиметаллическая 4. Сульфoантимонитовая 5. Антимонитовая 6. Безрудная кварц-карбонатная, баритовая	Кварц-пирит, пирротин, арсенопирит Пирит, халькопирит, кварц, карбонаты Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, золото, бл. руда, арсенопирит, кварц, карбонаты Буланжерит, бурнонит, семсент, геокронит, цинкениит, плагионит, золото, кварц, карбонат Кварц, карбонат, антимонит, барит Кварц, карбонаты	Халькопирит, галенит, сфалерит, марказит, бл. руда Сфалерит, галенит, бл. руда, молибденит, марказит Пирротин, марказит, висмутин, теллуrowисмутит, галеновисмутит, гессит, алтаит, тетрадимит, айкинит, козалит, матильдит, энаргит, люцонит Пирит, сфалерит, бл. руда, галенит, халькопирит Пирит, сфалерит, бл. руда, галенит Барит

* Работами 1965 г. в рудах Меградзорского месторождения автором обнаружены кварц-молибденовая и халькопирит-энаргит-борнитовая ассоциации минералов. Детальное описание их приводится в другой статье автора [4].

Из приведенной таблицы следует, что золоторудные месторождения являются результатом полистадийного развития рудного процесса, который начался в высоко-среднетемпературных условиях (образование кварцевых, кварц-пиритовых, кварц-арсенопиритовых жил) и завершился в низкотемпературных (образование антимонитовых, сульфидных)

фоантимонитовых, карбонат-гипсовых ассоциаций), протекая, в основном, в среднетемпературных условиях. Далее следует, что все месторождения относятся к золото-сульфидной и золото-теллуровой формации руд с различными минеральными типами (золото-полиметаллическим, золото-теллуровым, золото-арсенопиритовым, золото-сульфоантимонитовым и т. д.), где главными жильными минералами являются: кварц, карбонаты (кальцит, анкерит, родохрозит, мангано-кальцит), а из сульфидов — пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, антимонит, сульфосоли свинца, меди, висмута, сурьмы, серебра, теллуриды золота, висмута, серебра, свинца, никеля, меди, ртути.

По содержанию сульфидов в рудах выделяются убогосульфидные (Гамзачиман, Намазолян, Кабахлу, Зар, Ардви, Мгарт — сульфидов не более 0,5%), малосульфидные (Меградзор, Сарнахпюр, Фиолетово, Фролова балка, Маймех — сульфидов 0,5 — 5%), умеренно сульфидные (Зод, Азатек, Личкваз — сульфидов 10—20%) и существенно сульфидные (Танзут — сульфидов 60—70%) месторождения и проявления.

Другой характерной особенностью является выделение золота в определенных стадиях рудного процесса. На Зодском месторождении оно находится в кварц-карбонат-сульфидной и кварц-карбонат-золото-теллуровой ассоциации, в Меградзоре — кварц-полиметаллической и золото-теллуровой, в Гамзачимане — в основном кварц-карбонат-полиметаллической, в Личквазе — полиметаллической и арсенопиритовой, а в Азатеке — полиметаллической и сульфоантимонитовой ассоциациях минералов. Но это не значит, что в других стадиях золото совсем не выделялось, оно в незначительном количестве содержится и в некоторых других ассоциациях (кварц-арсенопиритовой в Зоде, кварц-молибденит-шеелитовой в Гамзачимане, пирит-халькопиритовой в Личквазе), но основную промышленную ценность представляют вышеперечисленные.

Следующей и характерной особенностью золоторудных месторождений является наличие в рудах самых различных теллуридов: алтанта, теллуровисмутита, тетрадимита, калаверита, креннерита, сиванита, гессита, эмпрессита, петцита, мелонита, нагнагита, колорадонита, которые нередко образуют довольно большие скопления (Зод, Меградзор). Характерным является также участие в рудах различных сульфосолей свинца, меди, висмута, серебра, сурьмы (козалит, айкиннит, матильдит, галеновисмутит, эмплектит, виттихенит, теннантит, тетраэдрит, бурнонит, буланжерит, цинкенинг, плагионит, геокронит и др.)

Общим для всех месторождений является присутствие золота в полисульфидных рудах, притом золото в них выделялось после всех основных сульфидов. Только на Зодском месторождении его незначительная часть отложилась совместно с сульфидами. В золото-теллуровых рудах оно выделялось после всех теллуридов (1—7).

Общей закономерностью является тесная ассоциация золота с теллуридами и сульфосолями.

Основной формой нахождения золота в рудах является самородная (в виде крупно- и тонкодисперсных частиц), нередко в сульфидах, и связанная в химических соединениях с теллуридом и серебром, в виде теллуридов. Кроме первичного золота на некоторых месторождениях (Зод, Меградзор), в результате разложения теллуридов, на верхних горизонтах рудных тел образуется также вторичное золото, которое нередко развивается по трещинам усыхания лимонитов.

Характерным геохимическим признаком для оценки условий образования золоторудных месторождений является золото-серебряное отношение, в основном, варьирующее в пределах 1:20 — 1:2, за исключением Азатекского месторождения, где в результате высокого содержания в рудах серебра, оно уменьшается до 1:80 для полиметаллической ассоциации и 1:150 — сульфоантимонитовой. Высокое золото-серебряное отношение обусловлено, главным образом, высоким содержанием золота, преобладанием теллуридов золота и присутствием серебра в рудах, в основном, в виде примеси в сульфидах и сульфосолях.

Несмотря на вышеотмеченные общие закономерности, все же каждое рудное поле, каждое месторождение характеризуется присущими ему индивидуальными чертами и особенностями (1—7), обусловленными приуроченностью к различным структурно-металлогеническим зонам, отдельным типам пород, разным циклам и стадиям металлогенического развития структурно-металлогенических зон, геохимической и металлогенической специализацией отдельных магматических комплексов, вмещающей оруденение средой и другими факторами.

Различия выражаются, в первую очередь, в стадийном развитии рудных процессов (в их числе и характере; см. табл. 1), в минеральном составе и геохимии руд, количественных соотношениях различных ассоциаций и минералов и последовательности их выделения, характере гидротермальных изменений, золото-серебряном отношении, пробе и химическом составе золота, во взаимоотношениях разновременных рудных комплексов и других признаков.

Расположение Зодского месторождения в офиолитовом поясе Армении обусловило присутствие в рудах хрома, никеля и кобальта в виде примеси и собственных минералов. Расположением Меградзорского, Азатекского и Личквасского месторождений в медно-молибденовом поясе обусловлено присутствие в рудах молибдена и вольфрама в качестве примеси, а иногда и в виде отдельных минералов (Азатек, Меградзор, Гамзачиман). Приуроченность Гамзачиманского, Меградзорского месторождений к граносиенитам обусловила наличие вольфрама, циркония, иттербия, иттрия и олова в рудах и околожильных измененных породах.

В Зодских рудах преобладающими рудными минералами являются пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, антимонит, в Меградзорских и Личквасских — халькопирит, сфалерит, блёклая руда, гале-

нит, в Гамзачиманских — пирит, на отдельных участках — халькопирит, арсенопирит, а в Азатекских — пирит, пирротин, сфалерит, галенит, антимонит, буланжерит, блёклая руда и арсенопирит. Различными теллуридами богаты руды Зода, Меградзора и, частично, Гамзачимана. Мелонит, колорадоит, вейссит, риккардит и пильзенит установлены только в рудах Зода.

На Зодском месторождении хорошо выражены лиственитизация, аргиллизация и пропилитизация, на Гамзачиманском и Меградзорском месторождениях — серицитизация и каолинизация, на Азатекском — хлоритизация, серицитизация и огипсование, а на Личкваском — серицитизация, карбонатизация и хлоритизация.

Золото-серебряное отношение для Зодских руд составляет в среднем 1:2, для Азатекских — 1:150 — 1:80, Меградзорских 1:10—1:2, Гамзачиманских — 1:15—1:11, а Личкваских — 1:20—1:14.

Проба золота из теллуровой и сульфоантимонитовой ассоциаций составляет 800 — 830, а из полиметаллической и арсенопиритовой — 900 — 950. Микроэлементы в золоте, в основном, соответствуют тем минералам, в ассоциации с которыми оно находится. В Зодском и Меградзорском золоте установлено: серебро, теллур, висмут, мышьяк, сурьма, селен, железо и медь, а в Личкваском и Азатекском — серебро, висмут, свинец, мышьяк, медь, сурьма и железо; здесь теллур и селен отсутствуют, что объясняется отсутствием или убогостью руд теллуридами.

В Зодском рудном поле золоторудные ассоциации минералов наложены на хромитовое, кобальт-никелевое, в Меградзорском, Азатекском и Личкваском — на медно-молибденовое, в Гамзачиманском — на молибден-вольфрамовое и серноколчеданное оруденение.

Как видно, структурно-магматическое и металлогеническое развитие отдельных рудных областей наложило свой отпечаток на условия образования отдельных месторождений.

В заключение, подводя итог вышесказанному, следует отметить, что золото на территории Армянской ССР в виде примеси находится в колчеданных, медно-молибденовых, полиметаллических рудах и извлекается при переработке медных, молибденовых и свинцово-цинковых концентратов. Но главную ценность представляют собственно золоторудные месторождения, которые относятся к молодым (альпийским) средне-низкотемпературным образованиям золото-сульфидной и золото-теллуровой формаций.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.X.1966.

Շ. Ն. ԱՄԻՐՅԱՆ

ՈՍՎՈՒ ՄԵՏԱՂՈՒԳԵՆԻԱՅԻ ՈՐՈՇ ԴՊԵՐԸ ԵՎ ՄԻՆԵՐԱՎՆԵՐԻ
ՈՍԿԵԲԵՐ ԱՍՈՅԻԱՑԻԱՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ-ՈՒՄ

Ս. Վ Փ Ո Փ Ո Վ

Վերջին 10—15 տարվա սխտեմատիկ և նպատակասլաց երկրաբանական աշխատանքների շնորհիվ հանրապետությունում հայտնաբերվել են ոս-

կու մի շարք հանքավայրեր և հանքային երևակումներ, որոնց մանրակրկիտ ուսումնասիրությունները հնարավորություն են տալիս նշել ոսկու հանքայնացման տարածական և ժամանակային որոշ օրինաչափություններ:

Որոշված է, որ ոսկու հանքայնացումը կապված է համարյա բոլոր ինտրուզիվ ցիկլերի հետ: Այն կապված է ինչպես ինտրուզիվ, այնպես էլ էքստրուզիվ կոմպլեքսների հետ: Ոսկով ավելի հարուստ են երրորդական հասակի միջին և չափավոր թթու գրանիտոիդների հետ կապված հանքային կոմպլեքսները: Վերջինները հանդիսանում են հիպաբիսալ և մերձմակերեսային առաջացումներ:

Ոսկերի մարմինները գտնվում են հրային և հրաբխային ապառներում:

Ոսկու համար մետաղածին էպոխաներ հիմնականում հանդիսացել են կիմերեյանը և ալպիականը, բայց ոսկու արդյունաբերական գլխավոր հանքավայրերը առաջացել են ալպիական էպոխայում:

Նշված երկու էպոխաներում էլ ոսկու հանքայնացումը կատարվել է ստրուկտուր-մագմատիկ գոտիների և մետալոգենիայի զարգացման տարբեր ստադիաներում:

Կիմերեյան էպոխայում այն խառնուրդի ձևով հանդես է գալիս շրջանի մետալոգենիկ զարգացման վաղ ստադիայի սուբհրաբխածին կվարցային պորֆիրների և ալբիտոֆիրների հետ կապված կոլչեդանային հանքանյութերում (Ալավերդի, Շամլուղ, Ախթալա, Ղափան, Շահումյան-Խալաջ) և այնուհետև միջին ստադիայի կվարցային դիորիտների, գրանոդիորիտների հետ կապված կոլչեդանային, բազմամետաղային, կվարց-հեմատիտային, պղինձ-հեմատիտային հանքանյութերում (Շնողի, Կողմանթալայի, Շիկահողի, Սրաշենի երևակումները):

Ոսկու հանքայնացումը առանձնակի զարգացում է ստացել ալպիական էպոխայում: Մետալոգենիկ զարգացման վաղ ստադիայում այն հանդես է գալիս կոլչեդանային հանքանյութերում (Տանձուտ և ուրիշները), միջին ստադիայում՝ կոլչեդանային ու բազմամետաղ հանքանյութերում (Մգարտ, Ազվի, Մայմեղ, Կաչաշկուտ) իսկ ուշ ստադիայում՝ բազմամետաղ և ոսկի-տելուրիդային հանքանյութերում (Զոդ, Համզաշիման, Լիչքվազ, Ազատեկ): Ուշ ստադիայում ոսկին խառնուրդի ձևով հանդես է գալիս նաև պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերում (Քաջարան, Հանքավան, Այգեձոր և ուրիշները):

Բոլոր հանքավայրերում էլ ոսկու հանքայնացումը հարում է ապառների խզման և կոտրատման ճեղքերին ու գոտիներին, որոնց երկայնքով ապառները ենթարկվել են՝ լիստվենիտիզացիայի, սերիցիտիզացիայի, քլորիտիզացիայի, կաոլինիզացիայի ու պիրիտիզացիայի:

Հանքաբեր և հանքատար ստրուկտուրաները հիմնականում հարում են անտիկլինալային ոչ մեծ ծալքերի մերձկամարային մասերին:

Առանձին հանքային գոտիների ու հանքադաշտերի ստրուկտուր-մագմատիկ և մետալոգեն զարգացման առանձնահատկությունները հանգեցրել են այն բանին, որ տարբեր հանքավայրերում ոսկին հանդես է գալիս միներալային տարբեր ասոցիացիաներում: Այսպես՝ Զոդում այն հանդես է գալիս՝ բազմասուլֆիդային և ոսկի-տելուրային, Մեղրաձորում՝ բազմամետաղային և ոսկի-տելուրային, Համզաշիմանում՝ մոլիբդենիտ-շենիտային և բազմամետաղային, Լիճքվազում՝ պիրիտ-խալկոպիրիտային, բազմամետաղային,

արսենոպիրիտային, իսկ Ազատեկում՝ բազմամետաղային և սուլֆոանտիմոնիտային ասոցիացիաներում:

Թվարկված, ինչպես նաև մյուս ասոցիացիաները, բնորոշ են միներալների բազմազանությամբ ու բազմապիսիությամբ: Նրանցում բացի սովորական սուլֆիդներից ու օքսիդներից հայտնաբերված են բազմաթիվ տելուրիդներ, արսենիդներ, սուլֆուրիսմոտիտներ, սուլֆոանտիմոններ և այլն:

Հնդհանուր օրինաչափություն է ոսկու, տելուրիդների և սուլֆոադիմիտների ասոցիացիան: Նշված բոլոր դեպքերում էլ նրանք լուծույթներից անջատվում են հանքայնացման պրոցեսների վերջում:

Ոսկին հանքանյութերում հիմնականում դրոնվում է բնածին ոսկու և տելուրիդների ձևով: Ոսկու հարգը տատանվում է 800—950 սահմաններում: Ոսկու և արծաթի հարաբերությունը հանքայնութեւրում տատանվում է 1:2—1:150 սահմաններում, ոսկու հիմնական հանքավայրերում այն կազմում է 1:2—1:20:

Հայտնաբերված հանքավայրերում հանքայնացման օրինաչափությունների պարզաբանումը ունի գործնական և տեսական մեծ նշանակություն: Այն կօզնի ոսկու որոնման և հետախուզական աշխատանքներին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ամիրյան Ս. Օ. Характер оруденения золота на одном месторождении. ДАН АрмССР, т. XXX, № 4, 1960.
2. Ամիրյան Ս. Օ. К минералогии золоторудных месторождений. ДАН Арм. ССР, т. XXXI, № 4, 1960.
3. Ամիրյան Ս. Օ. О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIII, № 3—4, 1960.
4. Ամիրյան Ս. Օ. О золоторудной минерализации на одном сурьмяно-полиметаллическом месторождении Айодзорского рудного района. Науч. тех. сборник Геология и горное дело, № 3—4, 1963.
5. Ամիրյան Ս. Օ. Կարապետյան Ա. Ի. Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, т. XVII, № 2, 1964.
6. Ամիրյան Ս. Օ. К минералогии и золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 3, 1966.
7. Ամիրյան Ս. Օ. Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личквасского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIX, № 6, 1966.
8. Ասլանյան Ա. Դ. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
9. Բաղդասարյան Դ. Ս. О возрастном расчленении интрузивов Сев. Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В кн. «Абс. датирование тек.-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.» Москва, 1966.
10. Մագակյան Ի. Դ. և Մկրտչյան Ս. Ս. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 4, 1957.
11. Մագակյան Ի. Դ. Основы металлогении материков. Изв. АН АрмССР, Ереван, 1959.
12. Մագակյան Ի. Դ. Основные черты металлогении Армении. Сов. геология, № 7, 1959.

Ю. А. ЛЕИЕ, Л. В. ОГАНЕСЯН

РТУТЬ В ПОРОДАХ ЗОН РАЗЛОМОВ КАФАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Приуроченность повышенных содержаний ртути к дизъюнктивным нарушениям на ртутных месторождениях впервые установлена А. А. Сауковым [7]. Позже была доказана возможность обнаружения «слепых» рудных тел по ореолам рассеяния ртути не только на ртутных [1], но также и на полиметаллических и медноколчеданных месторождениях [5, 8, 9 и др.].

Учитывая исключительно большую роль разрывной тектоники в локализации оруденения Кафанского рудного поля [2] и в связи с этим возможность поисков слепых рудных тел по ореолам рассеяния ряда элементов в зонах разломов [3], нами впервые для Кафанских месторождений было произведено ртутOMETрическое опробование этих зон.

Опробование производилось на поверхности и в подземных горных выработках по следующей методике. На поверхности пробы отбирались по простиранию зон разломов через каждые 50—100 м, не всегда равномерно из-за перекрытия разломов элювио-делювиальными образованиями, а в ряде мест и четвертичными базальтами. Пробы отбирались пунктирным методом через всю мощность зоны, с интервалом между точками отбора от нескольких сантиметров до 0,5 м, в зависимости от мощности зоны разлома. Вес пробы не превышал 0,5—1,0 кг. В подземных горных выработках, вскрывших тот или иной разлом, отбор проб проводился также пунктирно, но отдельно из швов висячего и лежащего крыльев разломов. Всего было отобрано 156 проб, в которых ртуть определялась спектральным анализом с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6} \text{ ‰}^*$.

Геохимический фон ртути в зонах разломов оказался значительно ниже порога чувствительности применявшейся методики спектрального анализа, в силу чего ртуть была обнаружена только в 32% исследованных проб. Это не позволило нам установить общий геохимический фон и выделить аномалии путем обработки аналитических данных методами математической статистики. Вместе с тем, принимая за аномальные содержания ртути в $2 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-1} \text{ ‰}$, можно наметить определенные закономерности в их распределении.

Ореолы ртути установлены в зонах разломов как северо-восточного, так и северо-западного простирания, хотя в последних зонах они развиты значительно больше. Это еще раз подтверждает основную рудоподводящую роль зон разломов северо-западного простирания. В зонах разломов северо-восточного простирания, выполнявших роль эк-

* Спектральные анализы выполнены в лаборатории МГРИ.

Бадалюрт в породах зоны Башкендского разлома был установлен ореол ртути. На основании комплексного анализа структурно-геологических условий этих участков, данных геофизических работ и геохимических исследований был сделан вывод о характере оруденения и возможной глубине залегания рудных тел на Норашеникском и Бадалюртском участках (4). В частности было установлено, что на Норашеникском участке на глубине 100 — 150 м имеет место пирит-халькопиритовое оруденение с преобладанием пирита, а на Бадалюртском участке на глубине, не превышающей 100 м, халькопирит-пиритовое оруденение с преобладанием халькопирита. Дальнейшие буровые работы на этих участках полностью подтвердили эти прогнозы. На участке Норашеник буровая скважина на глубине 132 м вскрыла зону бедного прожилково-вкрапленного оруденения с резким преобладанием пирита, а на Бадалюртском участке на глубине 70 м было обнаружено халькопирит-пиритовое оруденение.

Все это позволяет нам рекомендовать ртутOMETрическое опробование зон разломов Кафанского рудного поля для поисков «слепых», в том числе и глубокозалегающих рудных тел.

Институт минеральных ресурсов
МГ СССР

Поступила 20.VI.1966.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вершковская О. В. Первичные ореолы рассеяния ртути как признак ртутно-сурьмяных месторождений. Разведка и охрана недр, № 4, 1956.
2. Лейе Ю. А. Структурный контроль оруденения в пределах Кафанского рудного поля. Научн. техн. сб. ИНТИ Арм. ССР, сер. Геология, горное дело, металлургия, № 4, 1962.
3. Лейе Ю. А., Оганесян Л. В. К геохимии пород зон разломов Кафанского рудного поля. Бюлл. НТИ, № 63, М., 1965.
4. Оганесян Л. В. Геохимические поиски «слепых» рудных тел в пределах Кафанского рудного поля. Автореферат кандид. диссерт. М., 1965.
5. Озерова Н. А. О первичных ореолах рассеяния ртути над сульфидными месторождениями Туркестан-Алая. Материалы к Всесоюзному совещанию по разработке научных основ поисков «слепых» рудных тел. М., 1958.
6. Озерова Н. А. О повышенных содержаниях ртути в зонах разломов некоторых сульфидных месторождений. Геология рудных месторождений, № 3, 1960.
7. Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 78, сер. минералог. № 17, 1946.
8. Фурсов В. З. Поиски «слепых» свинцово-цинковых месторождений по ореолам рассеяния ртути. ДАН СССР, т. 137, № 2, 1961.
9. Фурсов В. З. Ореолы рассеяния ртути и других элементов спутников рудных месторождений Казахстана. Бюллетень НТИ МГ и ОН СССР № 1 (35), 1962.

Л. Б. САРУХАНЯН, Г. М. МКРТЧЯН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АКЦЕССОРНЫХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В АПАТИТЕ

Настоящая работа рассматривает распределение редкоземельных элементов в апатите Абовяновского магнетит-апатитового месторождения в Армянской ССР.

Геологический разрез района месторождения начинается фаунистически охарактеризованными отложениями сармата [8]. Представлены они глинисто-песчаниковой толщей с отдельными прослоями гипсоносных глин, мергелей и известняков.

Отложения сарматской толщи перекрываются рудовмещающими вулканогенными породами андезито-дацитового состава. Последние прорывают вулканогенно-осадочную толщу (вскрытую буровыми скважинами), состоящую из туфобрекчий и туфоконгломератов с карбонатным цементом.

Вопрос возраста андезито-дацитов остается до сих пор дискуссионным, но большинство исследователей (А. Т. Асланян, А. Р. Арутюнян, Дж. А. Оганесян и др.) относят их к мэотис-понту [2]. Абсолютный возраст* оруденения по двум пробам (биотит) из рудных прожилков в андезито-дацитах и сарматской толще определяется как понт-киммерийский (5—6 млн. лет). Таким образом, учитывая эпигенетичность оруденения по отношению к рудовмещающим породам, возраст андезито-дацитов отнесен к постсарматскому-допонтийскому.

Андезито-дациты переходят в безрудные андезито-базальты, липарито-дациты, местами переслаивающиеся с липарито-обсидиановыми и обсидиановыми туфобрекчиями.

Все вышеописанные породы сильно дислоцированы и перекрыты плащом четвертичных базальт-андезитовых лав.

Дачный комплекс имеет весьма ограниченное распространение и представлен лишь андезит-порфиритами, сливиновыми габбро-порфирами и диабазовыми дайками. Все они безрудные.

В тектоническом отношении магнетит-апатитовое месторождение находится на стыке выделенного А. Т. Асланяном структурного шва, разграничивающего эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную области Малого Кавказа [2]. Этим, по всей вероятности, можно объяснить наличие множества тектонических нарушений, зафиксированных при документации скважин. Самое крупное из них (мощность 70 м), близмеридионального простирания с многочисленными оперяющими трещинами пересекает все рудное поле и служит, судя по характеру оруденения, рудоподводящим каналом. Дорудные тектонические нару-

* Определения произведены в лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Армянской ССР Р. Х. Гукасяном.

шения предопределили условия залегания и морфологию рудных тел. Особенно важную роль сыграли зоны интенсивного дробления и брекчирования, разновременная система трещин, образующих на отдельных интервалах густую сеть прожилков, способствующих локализации оруденения.

Образование магнетит-apatитового месторождения происходило как путем заполнения трещин, так и путем метасоматического замещения андезито-дацитов, сарматских глин и карбонатного цемента туфобрекчий и туфоконгломератов.

На месторождении можно выделить по морфологии следующие типы руд, в которых широко распространен апатит:

М а с с и в н а я магнетитовая руда с редкой, иногда довольно густой вкрапленностью апатита. Вкрапленники образуют столбчатые полупрозрачные кристаллы размером до 5—8 см в длину. Грани выражены четко. Апатит этот отличается небольшой твердостью, образует мелкозернистый «сахаровидный» агрегат, светло-желтого, ближе к белому, цвета.

В а п а т и т о в о й жиле основная масса представлена мелкозернистым апатитом бледно-зеленого, бледно-желтого, молочно-белого цветов. В этой массе выступают в виде порфировых выделений прозрачные идиоморфные кристаллы бледно-зеленого цвета, удлиненно-призматического габитуса ($0.3—0.6 \times 0.5—2$ см) с хорошо выраженными бипирамидальными гранями и столбчатые кристаллы бледно-фиолетового и желтоватого цветов, аналогичные таковым по агрегатному состоянию в массивной магнетитовой руде.

Апатитовая жила при мощности 0.4 — 0.5 м прослеживается с перерывами на 8—10 м при простирании на север — северо-восток $5—10^\circ$ и угле падения $50—55^\circ$.

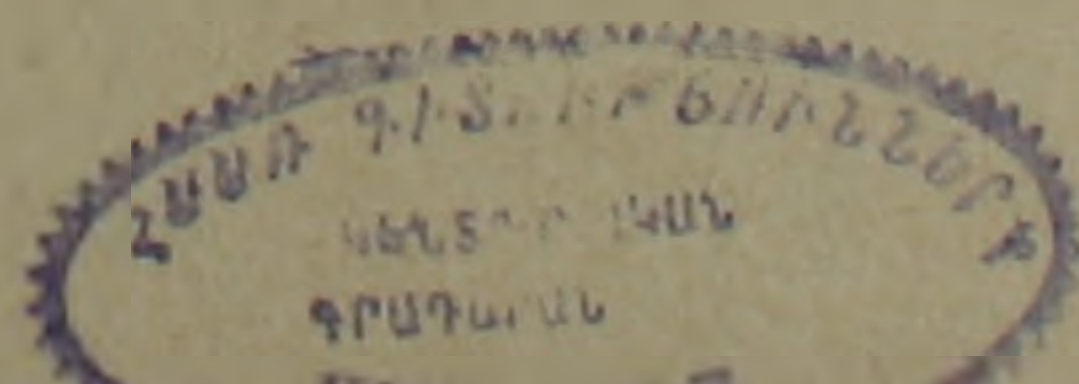
П р о ж и л к и апатит-магнетитового состава. Здесь апатит образует в основном идиоморфные кристаллы бледно-зеленого цвета. Редко встречается мелкозернистый апатит желтоватого, бледно-розового цветов.

В б р е к ч и е в и д н ы х рудах апатит занимает положение цементирующей массы, наравне с карбонатами и магнетитом, причем последние в количественном отношении преобладают. Апатит встречается как в виде прозрачных, бледно-желтых, идиоморфных кристаллов, так и в виде «сахаровидного» агрегата молочно-белого цвета.

В т у ф о б р е к ч и я х, метасоматически измененных, апатит замещает карбонатную массу. По цвету и агрегатному состоянию он аналогичен таковым в брекчиевидных рудах.

В м е т а с о м а т и ч е с к и измененных андезито-дацитах количество апатита находится в прямой зависимости от степени изменения рудовмещающих пород. В основном апатит образует прозрачные идиоморфные кристаллы призматического габитуса светло-желтого цвета.

В с а р м а т с к и х глинах апатит образует бесцветные прозрачные, игольчатые удлиненные кристаллы с хорошо образованными призматическими и бипирамидальными гранями.



На месторождении собственные минералы редкоземельных элементов до сих пор не установлены. Отсутствие их может быть объяснено тем, что на месторождении широко распространены, во-первых, апатит, а также минералы, содержащие Са и Fe, также, как карбонаты, амфиболы, пироксены и другие, обладающие определенной изоморфной емкостью в отношении редкоземельных элементов, что способствует их рассеиванию и препятствует образованию самостоятельных редкоземельных минералов [14].

Всего на содержание индивидуальных редкоземельных элементов проанализировано нами (количественное спектрографическое определение) 83 пробы апатита из различных типов руд (табл. 1).

Таблица 1

Элементы	Среднеарифметическое содержание редкоземельных элементов в апатите из различных типов руд в %						Пределы колебания р. з. э. в %
	массивная магнетитовая руда	апатитовая жила	метасоматически изменен. андезит-порфириды	туфобрекчин	брекчинированная руда	прожилки магнетит-апатита	
La	1,10	0,69	0,64	0,68	0,66	0,72	0,64 — 1,10
Ce	2,30	1,36	1,40	1,58	1,61	1,60	1,30 — 2,30
Pr	0,09	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05 — 0,09
Nd	0,44	0,22	0,28	0,24	0,29	0,32	0,22 — 0,44
Sm	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02 — 0,03
Eu	0,0016	0,0014	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001 — 0,0016
Gd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,034	0,03 — 0,04
Dy	0,017	0,006	0,012	0,012	0,012	0,013	0,006 — 0,017
Er	0,0025	0,0014	0,003	0,0025	0,002	0,004	0,0014 — 0,004
Tu	0,0004	0,0003	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003 — 0,0004
Yb	0,0038	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002 — 0,0038
Lu	0,0003	0,00003	<0,0003	<0,0003	<0,0003	0,0003	<0,0003 — 0,0003
Y	0,14	0,10	0,10	0,11	0,11	0,12	0,10 — 0,14

Характерной особенностью изучаемых апатитов из всех вышеописанных типов руд является то, что редкоземельные элементы представлены полностью, кроме Ho и Tb, которые нами не определялись. Полный состав лантанидов Е. И. Семенов [16] связывает не с проявлением «замечательных особенностей эндокриптии», а с общей близостью химических свойств. Это свойство редкоземельных элементов, по Л. С. Бородину, является причиной того, что выделение только одного какого-либо редкоземельного элемента невозможно не только при образовании минерала, но также «лабораторными методами, базирующимися на различии в основности редкоземельных элементов» [6]. Совместное нахождение редкоземельных элементов И. В. Швей [19] связывает с небольшой вариацией ионного радиуса всех лантанидов (в пределах 15%), которая при одинаковых поляризационных свойствах допускает их изоморфную смесимость в необычайно широких пределах.

Закономерным для рассматриваемых апатитов является отсутствие резкого колебания содержания редкоземельных элементов в

каждом отдельном типе руды. Эта особенность позволяет при построении графиков рассчитывать среднеарифметическое содержание индивидуальных редкоземельных элементов для каждого типа руды (табл. № 1), исключая несколько проб, резко различных по содержанию редких земель.

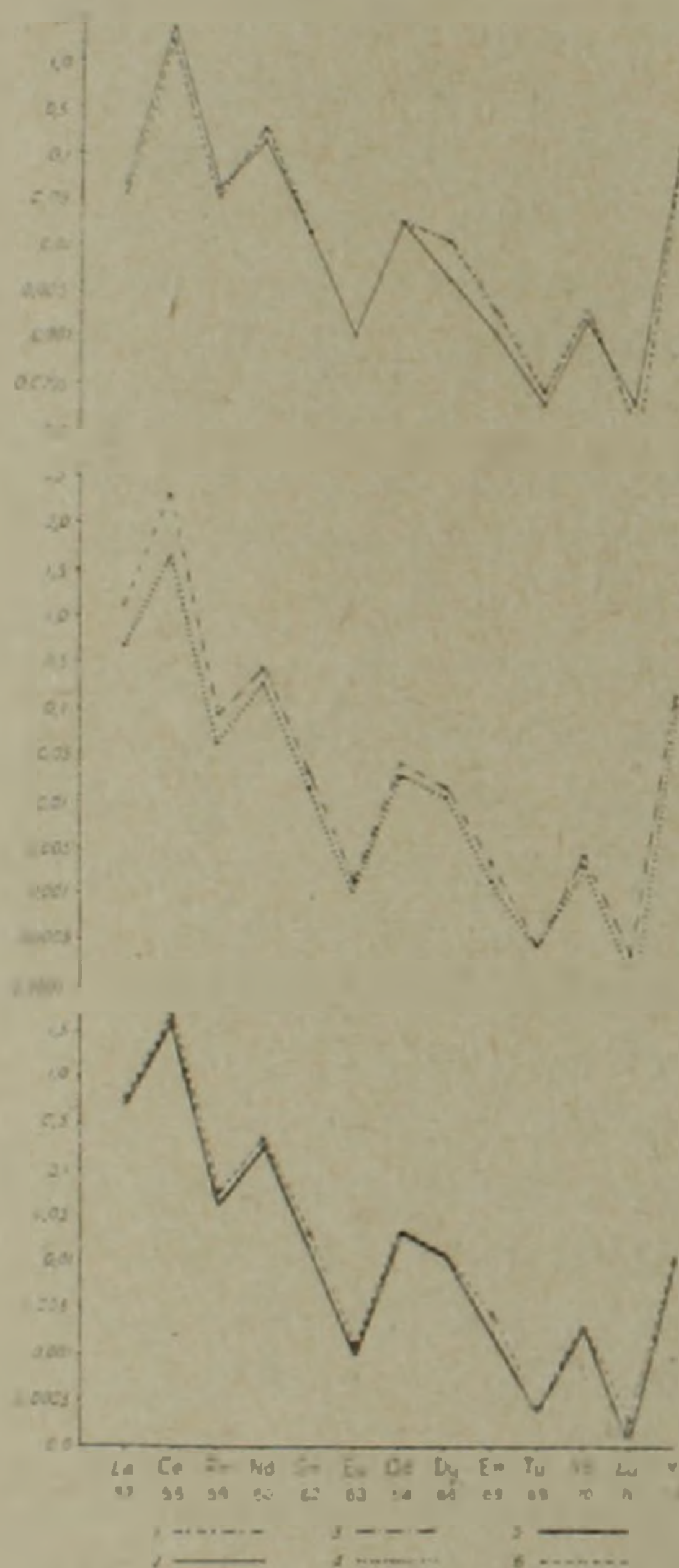
Замечено, что $\text{La} + \text{Ce} + \text{Nd}$ в исследуемых пробах составляет 80—90% от суммы редкоземельных элементов почти для всех проб. Только на $\text{Ce} + \text{La}$ приходится 60—70% от ΣTR . Высокое содержание Ce и La зафиксировано и на графике вариации (фиг. 1.). График составлен по среднеарифметическому содержанию редкоземельных элементов в апатите из различных типов руд и по редкоземельным элементам, расположенным по мере увеличения порядкового номера, а Y помещен в самом конце ряда. Этот способ построения графика предложен В. М. Гольдшмидтом [13]. Таким образом, апатит проявляет малую изоморфную емкость в отношении иттриевых земель, что подчеркивает более тесную геохимическую связь Ce и Ca, чем Ca и Y, несмотря на одинаковый ионный радиус последних (1.06Å). А. П. Хомяков [18] объясняет это тем, что минералы с высоким координационным числом атомов Ca (—12), например в апатите, обладают повышенной емкостью в отношении Ce.

Особенно высокое содержание Ce и La, при относительно повышенном содержании и остальных редкоземельных элементов, как явствует из графика вариации (фиг. 1) и таблицы 1, отмечается в апатите из массивной магнетитовой руды. Экспериментальными данными И. П. Алимарина и Ф. И. Павлоцкой [1] доказывается, что при $\text{Ce} : \text{Fe}^{3+} \approx 1:400$ сложные малодиссоциирующиеся редкоземельные соединения не образуются и при действии HF церий полностью выпадает в осадок в виде фторидов, а при $\text{Ce} : \text{Fe}^{3+} \approx 1:2000$ церий полностью остается в растворе. В подтверждение этого приводится высокое содержание редкоземельных элементов (4.28—32.40%) во фтор-apatите из рудника Олд Бед Майнвилл (рудные тела сложены в основном магнетитом с небольшим количеством роговой обманки, авгита, кварца и полевого шпата). Исходя из этих соображений, авторы предполагают, что образование исследуемых апатитов имело место вслед за кристаллизацией массивной магнетитовой руды или одновременно с ней, когда концентрация Fe уменьшилась, а среда была сильно щелочной и растворы были обогащены P, Cl и F. Возможно, к этому времени, с небольшим перерывом относится и образование чисто апатитовых жил.

Преобладание элементов цериевой группы над элементами иттриевой группы позволяет относить данные апатиты к минералам с селективно цериевым составом, при котором не исключается и наличие элементов иттриевой группы [6, 11, 15]. Такое соотношение лантанидов иттриевой и цериевой групп доказывает высокую щелочность минералообразующего раствора, существенно обогащенного цериевыми землями.

Не совсем обычно поведение иттрия и элементов иттриевой группы в изучаемых апатитах. Степень вариации содержания редкоземель-

ных элементов уменьшается от La к Lu причем у элементов иттриевой группы она уменьшается до минимума (табл. № 1; фиг. 1). Содержание иттрия превышает не только сумму всех редкоземельных элементов иттриевой группы, но и сумму Sm и Gd-элементов цериевой группы и по своей концентрации следует за Nd. Поведение диспрозия аналогично поведению Y по отношению к лантанидам иттриевой группы. Таким образом, при данных концентрациях (фиг. 1) элементы распределяются в таком порядке: Ce, La, Nd, Y, Pr, Gd, Sm, Dy, Er, Yb, Eu, Tb, Lu.



Фиг. 1. Распределение редких земель в апатите из различных типов руд: 1) метасоматически измененных андезитов-дацитов; 2) апатитовых жил; 3) массивной магнетитовой руды; 4) брекчиевидной руды; 5) туфобрекчий, метасоматически измененных; 6) прожилок магнетит-apatита.

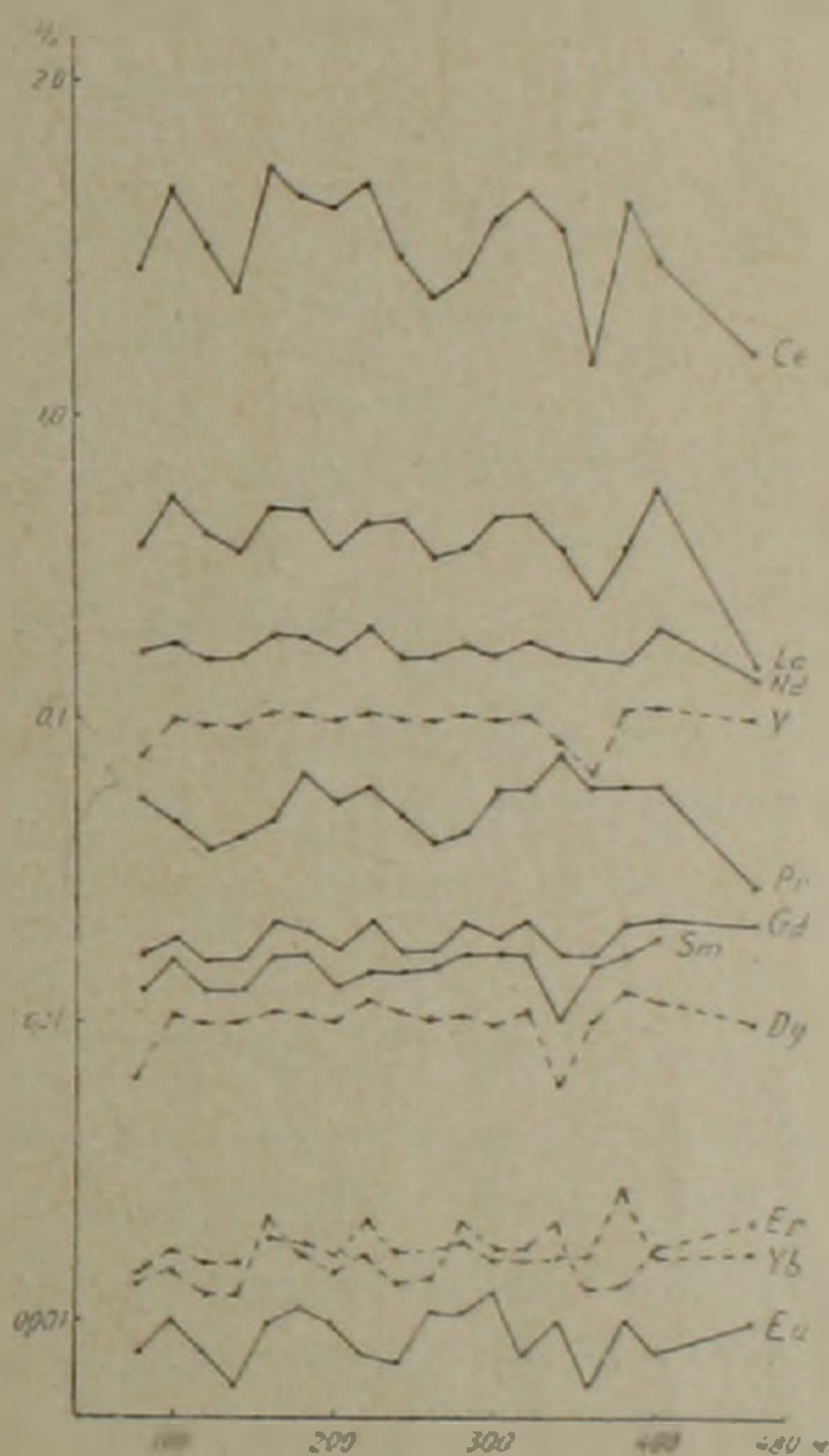
Аномальное поведение иттрия во многих минералах селективно цериевого состава и предпочтительную концентрацию иттрия одновременно с цериевыми землями отмечают Н. В. Туранская, Ю. А. Балашов [4] и Л. С. Бородин [6], которые это объясняют способностью иттрия проявлять аномально высокую основность. В то же время Л. С. Бородин [6] предполагает, что с точки зрения магматического генезиса

трудно представить себе такой механизм, который в одинаковой мере способствовал бы относительной концентрации иттрия в первичном селективном цериевом расплаве. По этой причине он предлагает принять метасоматический генезис ряда редкоземельных минералов. В пользу мнения об увеличении подвижности иттрия при метасоматических процессах высказывается также А. И. Тугаринов и Э. Е. Вайнштейн [18].

Повышенная концентрация иттрия в отношении отмеченных лантанидов может быть объяснена и тем, что ионный радиус Sm, Eu и Y, по Н. В. Белову и Г. Б. Бокию [19], равны 0.97 Å, а Nd 0.99 Å. Следовательно, если исходить из того, что степень основности находится в прямой зависимости от величины ионного радиуса [11], то Y по основности должен следовать за Nd.

Особый интерес для разрешения ряда геохимических вопросов представляет выяснение изменения характера распределения лантанидов по глубине. С этой целью был построен график (фиг. 2) зависимости среднеарифметического содержания (на каждые 20 м скважины) индивидуальных редкоземельных элементов в апатите от глубины. Выбор интервала был продиктован более или менее равномерным распределением числа определений лантанидов в апатите. Дифференциального распределения редкоземельных элементов в вертикальном направлении не наблюдается, но отмечается, в основном, соответствие максимума и минимума содержаний каждого редкоземельного элемента в отдельности, т. е. полное повторение конфигурации кривых распределения лантанидов на глубину.

Важной особенностью элементов редкоземельной группы является уменьшение степени основности от La к Lu, что находится в тесной зависимости от физико-химических условий кристаллизации (щелочности минералообразующей среды) и от исходной концентрации редкоземельных элементов в растворах [11, 12]. Эти свойства позволяют исследователям рассматривать редкоземельные элементы, входящие в состав апатита в виде изоморфных примесей, как элементы-индикаторы и использовать их в качестве дополнительных критериев для восстановления среды минералообразования и геохимической истории редкоземельных элементов в целом [17]. Наиболее характерным индикаторным коэффициентом среды минералообразования яв-



Фиг. 2. Варнация содержаний по глубине в апатите из различных типов руд.

ляется $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ и $\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Nd}$ (табл. 2), причем ΣCe содержит элементы La—Eu включительно, ΣY содержит Gd—Lu и Y, как группы редкоземельных элементов, проявляющих противоположные геохимические тенденции. Кроме этого, индикаторный коэффициент позволяет установить последовательность выделения минералов, т. е. использовать его «... в качестве индикаторов стадийности геологических процессов» [11]. Из табл. 2 следует, что степень щелочности выше для апатитов из массивной магнетитовой руды и апатитовой жилы (соответственно 8 и 8.4), а для апатита из метасоматически измененных андезит-дацитов и туфобрекчий, брекчированных руд и прожилков варьирует в пределах 6.4—6.7. Эти коэффициенты дают возможность выделить две генерации апатита: а) апатит из массивной магнетитовой руды и апатитовой жилы и б) апатит из остальных вышеприведенных типов руд. Полученные коэффициенты еще раз подтверждают положение об образовании исследуемых апатитов в условиях высокой щелочности среды минералообразующего раствора и постепенного изменения условий кристаллизации апатита.

Таблица 2

Типы руд	$\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$	$\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Nd}$	$\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{La}$
Массивная магнетитовая руда	8,0	2,5	2,1
Апатитовая жила	8,4	3,1	2,0
Метасоматически измененные андезит-порфи- риты	6,7	2,3	2,0
Туфобрекчии, метасоматически измененные .	6,5	2,3	2,4
Брекчированная руда	6,4	2,2	2,3
Прожилки магнетит-apatита в андезит-порфи- ритах	6,4	2,2	2,3

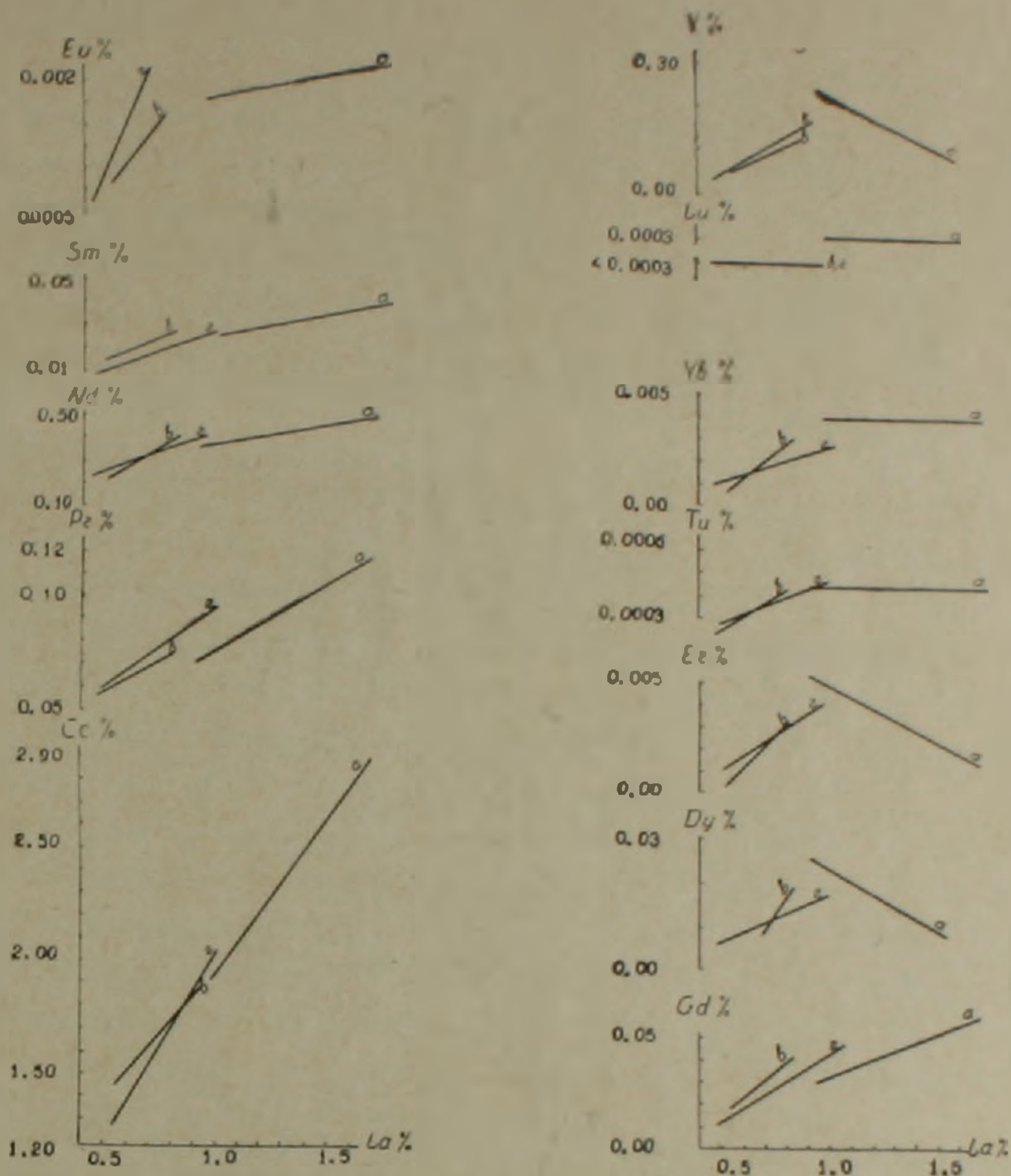
Соотношение $\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Nd}$ и $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{La}$ остается почти одинаковым для апатита из всех типов руд, следовательно, меняется лишь процентное содержание при сохранении их соотношений.

Изучение лантанидов в составе апатитов, а также особенностей в распределении редкоземельных элементов производится, в основном, по лантановому и иттербиевому графику. Выше было отмечено, что наивысшей основностью в ряду лантанидов обладает La, а наименьшей Yb и Lu и, естественно, изменение щелочности среды, в первую очередь, сказывается на относительной концентрации этих элементов [5, 6].

Авторы считают целесообразным применение лантанового графика, в связи с тем, что иттербий, как видно из фиг. 1, имеет почти постоянную концентрацию, независимо от содержания остальных лантанидов.

Лантановый корреляционный график составлен по содержанию индивидуальных редкоземельных элементов и лантана в апатите из различных типов руд. Точки, соответствующие определенному содержа-

нию лантанидов, мысленно охватываются в эллипс, длинная ось которого и является графиком корреляции (фиг. 3а, в, г и 4 б, д, е).



Фиг. 3. Лантановые графики для редкоземельных элементов в апатите из различных типов руд: а) массивной магнетитовой руды; в) брекчиевидной руды); г) туфобрекчий, метасоматически измененных.

Графики корреляции рассматриваются отдельно для каждого типа руды:

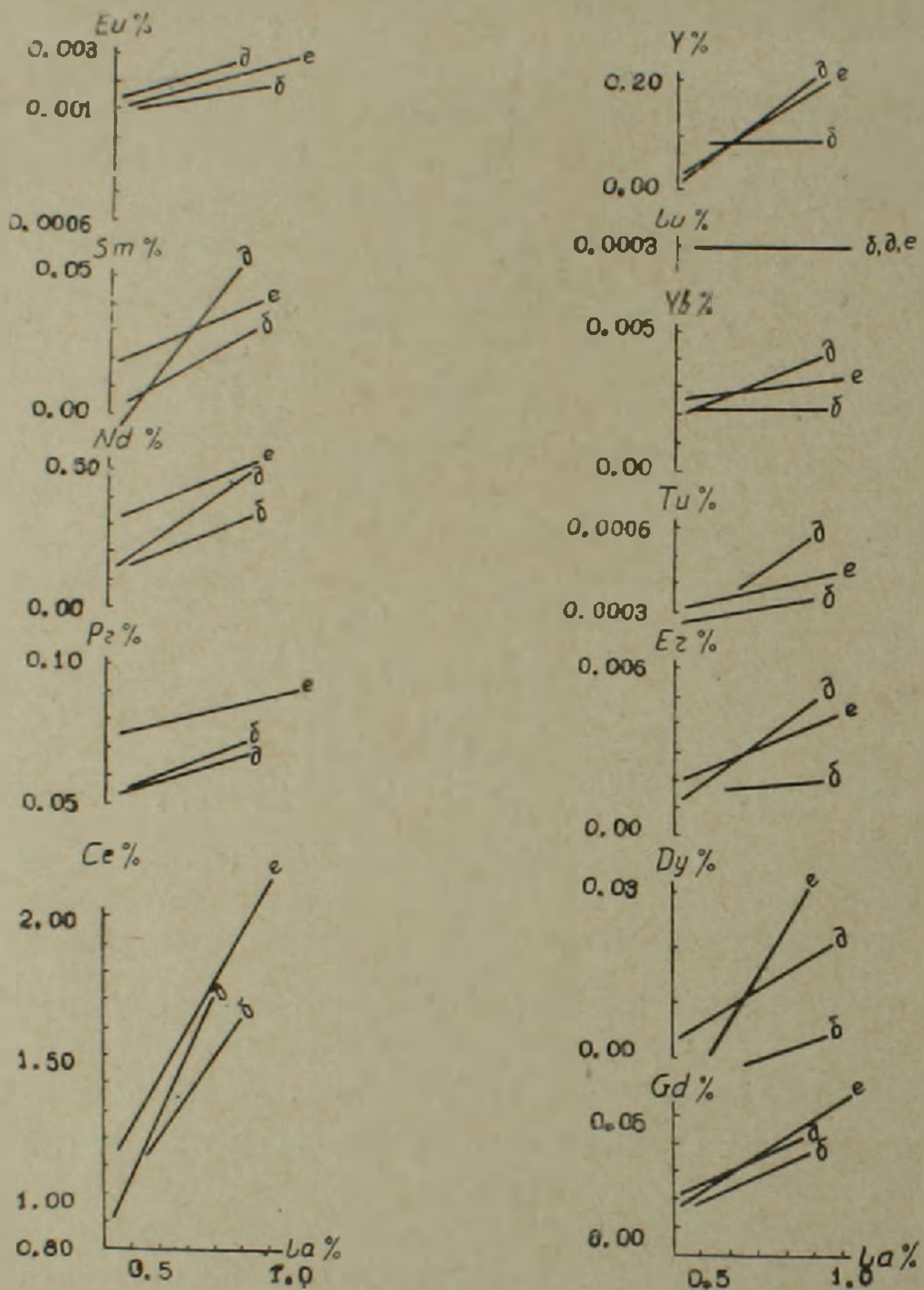
А. Лантаниды цериевой группы в апатите из массивной магнетитовой руды (фиг. 3а) проявляют четко выраженную прямую корреляционную зависимость в отношении La, особенно Ce. Для остальных лантанидов цериевой подгруппы $\lg$ угла наклона графика корреляции уменьшается, но сохраняется тенденция к прямой зависимости.

Для элементов иттриевой группы четко выраженная обратная зависимость отмечается для элементов Dy, Er, Y, а $\lg$ угла наклона графика остальных элементов иттриевой группы (Tu, Yb, Lu) приближается к нулю, т. е. как для «промежуточных» элементов [6] концентрация их не зависит от содержания лантана.

Таким образом, можно выделить три группы элементов, являющихся результатом постепенного изменения щелочности среды: а) Ce, La, Pr, Nd, Sm, Gd, Eu; б) Dy, Er, Y; в) промежуточные—Tu, Yb, Lu.

Для этого типа руд выпадение редкоземельных элементов цериевой группы имело место в сильно щелочной среде, дальнейшее уменьшение щелочности которой привело к повышению роли иттрия и некоторых элементов иттриевой группы.

Б. Редкоземельные элементы в апатите из собственно апатитовых жил (фиг. 4б) проявляют четкую корреляционную зависимость для элементов Ce и La, в меньшей степени для остальных элементов цериевой группы. Как и в апатите из вышеотмеченного типа руд иттрий проявляет обратную корреляционную зависимость, $\lg$ угла наклона



Фиг. 4. Лантановые графики для редкоземельных элементов в апатите из различных типов руд; б) апатитовой жилы; д) метасоматически измененных андезитов-дацитов; е) прожилков магнетит-апатита.

графика остальных элементов иттриевой групп (Er, Tb, Yb, Lu) равен нулю. Отличительной особенностью этих апатитов является то, что Dy тоже проявляет тенденцию к прямой зависимости, как элементы цериевой группы Gd, Sm, Eu. По проявленной основности тут тоже можно

выделить три группы: а) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy; б) Y; в) промежуточные — Er, Tm, Yb, Lu.

В. В апатите из метасоматически измененных андезито-дацитов (фиг. 4д и фиг. 3г), брекчированных руд (фиг. 3в), прожилков из рудовмещающих андезито-дацитов и сарматских глин (фиг. 4е) поведение редкоземельных элементов одинаковое. Интересно отметить аномальное поведение элементов иттриевой группы. Их поведение аномально не только в отношении до сих пор изученных апатитов, но и для поведения лантанидов в большинстве редкоземельных минералов. Редкоземельные элементы в апатите из всех отмеченных типов руд проявляют прямую корреляционную зависимость по отношению к La, меняется лишь tg угла наклона графика корреляции. Характер промежуточного элемента сохраняется как и во всех типах руд у Lu. Провести какую-то определенную границу между элементами иттриевой и цериевой подгрупп не представляется возможным.

Идентичность поведения всех лантанидов в вышеотмеченных типах руд, возможно, является результатом изменения щелочности метасоматизирующих растворов приводившем к сходным условиям фракционирования и изменения температурного режима [6].

Проявление прямой корреляционной зависимости между Y и элементами иттриевой группы и La можно объяснить, как было отмечено выше, способностью иттрия проявлять аномально высокую основность при метасоматических процессах и, если учесть большую сходимость химических свойств элементов иттриевой группы, то становится понятным и поведение остальных лантанидов иттриевой группы.

Таким образом:

1. Высокое содержание элементов цериевой группы особенно Ce, La, Nd, сумма которых превышает 80% от общей суммы редкоземельных элементов, обусловлено высокой щелочностью минералообразующего раствора и позволяет отнести исследуемые апатиты к минералам с селективно цериевым составом.

2. Аномальное поведение Y и лантанидов иттриевой группы в апатите из метасоматически измененных андезито-дацитов и туфобрекчий, брекчированных руд, прожилков связано с процессами щелочного метасоматоза (скаполитизация, биотитизация и т. д.).

3. Выделены две генерации апатита:

а) Апатит из массивной магнетитовой руды и апатитовой жилы характеризуется одинаковым индикаторным коэффициентом $\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{Y}$ 8—8.4 и разделением лантанидов на цериевую, иттриевую и промежуточную подгруппы.

б) Апатит из брекчированных руд, метасоматически измененных андезито-дацитов и туфобрекчий, прожилков в андезито-дацитах и сарматских глинах отличается более низким коэффициентом $\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{Y}$ (6.4—6.7) и невозможностью выделить подгруппы редкоземельных элементов с противоположными геохимическими тенденциями.

4. Одинаковый состав редкоземельных элементов в апатите из всех типов руд, постоянство соотношений $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{La}$ и $\Sigma\text{La}/\Sigma\text{Y}$, последовательное изменение щелочности минералообразующего раствора говорят о постепенно развивающемся источнике рудообразующего раствора.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 9.IX.1966.

Լ. Բ. ՍԱՐՈՒԽԱՆՅԱՆ, Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ԱՎՅԵՍՈՐ ՀԱԶՎԱԳՅՈՒՏ-ՀՈՂԱՅԻՆ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՈՒՄԸ ԱՊԱՏԻՏՈՒՄ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Մետասոմատիկ փոփոխված անդեզիտային պորֆիրիտներից և տուֆոբեկչիաներից, հոծ մագնետիտային հանքանյութից, մագնետիտ-ապատիտային երակիկներից, ապատիտային երակներից և բրեկչիացված հանքանյութից անջատված ապատիտները աչքի են ընկնում հազվագյուտ հողային էլեմենտների բարձր պարունակությամբ: Լանտանիդների առավելագույն պարունակությունը նշվում է հոծ մագնետիտային հանքանյութերում: Ապատիտները բոլոր վերոհիշյալ հանքանյութերի տիպերում ունեն «սելեկտիվ ցերիում-մական» կազմ, որտեղ ցերիումի խմբի հազվագյուտ-հողային էլեմենտները գերազանցում են լանտանիդների ընդհանուր քանակի 80%-ը:

Հետազոտված ապատիտների ամենաբնորոշ առանձնահատկությունը նրանցում եղած իտրիումի անկանոն վարքագիծն է (մետասոմատիկ փոփոխված անդեզիտային պորֆիրիտներում և տուֆոբեկչիաներում, բրեկչիացված հանքանյութերում և ապատիտ-մագնետիտային երակիկներում), որը բացատրվում է ալկալային մետասոմատոզի երևույթներով (սկապոլիտացում, բիոտիտացում և այլն):

Ըստ լանտանիդների վարքագծի և $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ գործակցի առանձնացվում են ապատիտների երկու զեներացիա՝ ա) ապատիտներ հոծ մագնետիտային հանքանյութից և ապատիտային երակներից, բ) ապատիտներ բրեկչիացված հանքանյութերից, մետասոմատիկ անդեզիտային պորֆիրիտներից և տուֆոբեկչիաներից և ապատիտ-մագնետիտային երակիկներից:

Բոլոր տվյալները վկայում են հանքառաջացման բարձր ալկալիկության և միասնական աղբյուրի մասին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алимарин И. П., Павлоцкая Ф. И. О выделении редкоземельных элементов в виде оксалатов и фторидов в присутствии большого количества других элементов. Сб. «Редкоземельные элементы», Изд-во АН СССР, М., 1958.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат», 1958.
3. Балашов Ю. А. Закономерности распределения редкоземельных элементов в щелочных породах. Автореферат канд. диссертации. ГЕОХИ АН СССР, 1962.
4. Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Особенности состава редкоземельных элементов в эвдиалитах и лопаритах Лавозерского массива. Геохимия, № 2, 1960.

5. Бородин Л. С. Корреляционные связи редкоземельных элементов и некоторые особенности их распределения в кальций и церийсодержащих минералах. Труды Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, вып. 7, 1961.
6. Бородин Л. С. О некоторых основных вопросах геохимии редких земель. Сб. «Редкие элементы в массивах щелочных пород». Труды Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, вып. 9, 1962.
7. Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В. и Юлова Ш. Г. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. Геохимия, № 2, 1956.
8. Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района Армянской ССР. Изд. АН Армянской ССР, 1947.
9. Ганзеев А. А., Ефимов А. Ф., Мухитдинов Г. Н. Редкоземельные элементы в апатитах Вишневых гор. Геохимия, № 3, 1956.
10. Герасимовский В. И., Туранская Н. В. Высокое содержание лантана и церия в минералах апатитовых нефелиновых сиенитов Лавозерских и Хибинских тундр. Геохимия, № 4, 1957.
11. Гинзбург А. И. и др. Геология месторождений редких элементов, вып. 3, 1959. Изд. Госгеолтехиздат.
12. Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат. М., 1963.
13. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах», Изд-во ИЛ, 1952.
14. Семенов Е. И. Связь состава редких земель с составом и структурой минералов. Геохимия, № 5, 1958.
15. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд. АН СССР, М., 1963.
16. Семенов Е. И. Изоморфизм и эндокрипция редких земель. Геохимия, № 7, 1957.
17. Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах. Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Изд. АН СССР, М., 1959.
18. Хомяков А. П. О взаимосвязи между содержанием и составом редких земель в минералах. Геохимия, № 2, 1963.
19. Швей И. В. Геология месторождений редких элементов, вып. 15, 1962. Изд. Госгеолтехиздат.

А. Г. АКОПЯН, Р. Н. ЗАРЬЯН

О ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ АЙОЦДЗОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Айоцдзорский рудный район входит в эвгеосинклинальную область среднеальпийской складчатости Армянского геотектонического комплекса и характеризуется мощным развитием эоцен-мио-плиоценовых вулканогенных образований с подчиненной ролью экстрuzивной и гипабиссальной интрузивной фаций.

В рассматриваемой области выделяются три разновозрастных и отличных по фаціальным условиям проявления магматических комплексов:

1. Эоценовый эффузивный комплекс, представленный андезитовой формацией.

2. Поздневерхнеэоценовый-предолигоценовый гипабиссальный интрузивный комплекс субщелочных пород габбро-монзонит-граносиенитовой формации.

3. Мио-плиоценовый эффузивно-экстрuzивный комплекс, представленный андезит-дацит-липаритовой формацией с синхронной фацией дацитово-липаритовых экстрuzий.

Диабазовые порфириды являются наиболее основными членами эоценового эффузивного комплекса. По сравнению с диабазами по Р. Дэли рассматриваемые породы отличаются слегка недосыщенностью кремнеземом и несколько более обогащены щелочами, а по среднему значению фермической составляющей относятся к сравнительно лейкократовым породам ($b=17,7$, против 25,9 у Дэли). По сравнению со средними диабазами, изученные породы характеризуются более пониженной ролью натрия в сумме щелочей ($n=68,5$ против 81,7 у Дэли). По среднему значению соотношения известковости-щелочности и степени насыщенности глиноземом диабазовые порфириды относятся к породам нормального ряда.

Выведенные по Ниггли химические параметры позволяют предполагать, что диабазовые порфириды являются производными габбровой магмы известково-щелочного ряда (табл. 3).

Измененные андезиты (андезитовые порфириды) по среднему химическому составу близки к андезитам по Дэли, отличаясь от последних повышенными содержаниями трехвалентного железа и несколько более низкими значениями кремнезема, магния и кальция ($C=6,0$ против 6,4 у Дэли). В измененных андезитах, как правило, окисное железо всегда преобладает над закисным в соотношении $Fe^{+3}/Fe^{+2} = 1,3$, а натрий — над калием примерно в аналогичных соотношениях. По величине значения щелочности-известковистости и

Таблица 2
Средний химический состав вулканических и интрузивных пород

Породы	Эффузивные			Интрузивные						
	Диабазовые порфириты	Измененные андезиты (андезитовые порфириты)	Андезиты (различного состава)	Эссекситы и эссекситозые габбро	Моноциты	Диорит-порфириты	Сиенито-диориты	Кварцевые сиениты	Кварцевые диориты	Граносиениты
возраст	Средний эоцен			Поздневерхний эоцен-предолигоцен						
				39,10 ⁶	—35,10 ⁶ лет	32,10 ⁶	—29,10 ⁶ лет			
Число анализов	4	8	5	8	5	3	4	3	6	5

Основные химические показатели

SiO ₂	51,43	56,34	59,79	49,57	57,41	60,88	62,16	62,57	62,94	64,84
TiO ₂	0,85	0,53	0,75	1,19	—0,73	0,46	0,58	0,42	0,47	0,44
Al ₂ O ₃	19,45	16,92	16,16	19,21	17,92	15,62	15,89	15,20	15,60	15,74
Fe ₂ O ₃	3,86	5,42	3,94	4,67	4,14	3,24	3,67	3,55	2,91	3,40
FeO	2,81	3,91	2,96	2,92	2,73	2,44	2,37	2,30	3,07	1,90
MnO	0,25	0,21	0,12	0,13	0,17	0,14	0,10	0,13	0,10	0,13
MgO	3,50	2,35	1,50	3,34	2,55	2,05	1,95	1,72	1,75	1,35
CaO	9,62	4,95	4,25	9,78	5,46	4,89	4,19	3,84	3,65	3,60
Na ₂ O	3,82	3,40	4,12	4,49	3,80	3,81	3,88	3,76	4,04	4,10
K ₂ O	2,62	2,71	3,04	3,05	3,52	3,12	3,28	3,14	3,20	3,17
H ₂ O	0,68	1,42	1,17	0,81	0,59	0,85	0,83	1,22	0,77	1,05
п.п.п.	1,08	1,10	1,38	0,75	0,91	2,81	1,20	1,23	1,20	0,87
Σ	99,97	99,26	99,18	99,91	99,93	100,20	100,62	100,23	99,70	100,54
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	1,3	1,3	1,3	1,5	1,5	1,3	1,5	1,5	0,9	1,7
Na/K	1,4	1,4	1,3	1,4	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3
Fe/Fe+Mg	0,65	0,79	0,82	0,69	0,72	0,73	0,75	0,77	0,78	0,79
Na/K+Ca	0,40	0,55	0,63	0,43	0,57	0,58	0,63	0,65	0,66	0,67

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	12,8	12,0	12,4	15,0	13,8	13,8	13,3	13,6	13,8	13,6
c	7,2	6,0	3,8	5,9	5,5	5,2	4,0	3,4	3,8	3,7
b	17,7	3,7	9,3	19,1	13,2	13,2	10,0	10,0	9,4	8,0
s	62,3	68,3	74,5	60,0	67,5	67,8	72,7	73,0	73,0	74,7
f'	36,5	65,0	61,0	36,8	53,0	44,7	55,8	50,0	57,0	59,0
m'	35,2	31,8	25,0	30,0	36,0	33,5	33,0	36,8	35,0	32,0
c'	28,3	3,2	14,0	33,2	11,0	21,8	11,2	13,7	8,0	9,0
n	68,5	65,4	67,3	65,7	62,2	62,8	63,8	60,0	65,6	66,0
φ	20,0	36,0	32,6	21,7	30,0	22,7	32,0	35,0	26,6	36,0
t	1,1	0,6	0,9	1,7	0,9	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5
Q	—8,2	6,6	14,9	—15,9	1,9	2,8	13,9	15,4	14,6	18,5
a/c	1,8	2,0	3,3	2,5	2,6	2,6	3,3	4,0	3,6	3,6

степени насыщенности глиноземом, указанные андезиты относятся к породам нормального ряда при значительно низкой величине параметра «С'» ($C'=3,2$ против 14,0 в андезитах). Выделенные средние значения основных параметров магм по П. Ниггли позволяют отметить, что рассматриваемые андезиты отвечают породам кварцдиоритовой группы известково-щелочного ряда (табл. 3).

Свежие андезиты по химическому составу отвечают средним андезитам по Дэли, отличаясь от них несколько пониженным содержанием закиси железа, окислов магния и кальция ($C=3,8$ против 6,4 по Дэли), заметно повышенной ролью щелочей с отношением $Na/K=1,3$.

Соотношение между известково-щелочностью и насыщенностью пород глиноземом показывает, что среднеэоценовые андезиты и их измененные разности соответственно относятся к богатым и бедным щелочами, слабо пересыщенным кремнеземом породам нормального ряда. Выведенные основные параметры магм по Ниггли позволяют отметить, что рассматриваемые эффузивы отвечают породам кварц-диоритовой магмы известково-щелочного типа.

Интрузивные образования эоценовой магматической серии характеризуются сложным петрографическим составом и объединяют представителей габбро-монцонит-сиенитовой формации.

Породы ранней интрузивной стадии по среднему составу наиболее близки к эссекситам и эссекситовым габбро по Дэли (табл. 2) с проявлением ряда специфических вариаций в основных химических параметрах. Изученные породы характеризуются повышенным значением полевошпатовой извести (C) с одновременным понижением роли ферритической составляющей ($b=19,1$ против 23,15 по Дэли). Кроме того, характерна пересыщенность последних как кремнеземом, так и глиноземом. Во всех случаях наблюдается преобладание окисного железа над закисным ($Fe^{+3}/Fe^{+2}=1,5$), а натрия над калием ($Na/K=1,4$). В целом породы характеризуются слегка повышенной щелочностью и относительно низким значением параметров «f'» и «m'». В эссекситах среднего состава (по Дэли) отношение параметра «а» к суммарному значению полевошпатовой извести оценивается сравнительно низким значением, чем в рассматриваемых эссекситах и эссекситовых габбро (табл. 2).

Выведенные основные параметры магм в целом показывают хорошую сходимость с нормально эссекситовым типом натрового ряда по П. Ниггли всегда со сравнительно высоким значением в них анортитовой составляющей ($C=27$ против 20 в нормальных эссекситах у Ниггли). Остальные параметры, кроме «К» и в некоторой степени «mg», как правило, несколько занижены. Согласно классификации П. Ниггли породы габбро-эссекситовой серии являются дифференциатами нормально эссекситовой магмы натрового ряда (табл. 3).

Монцониты и диорит-порфириды характеризуются слегка пересыщенностью кремнеземом и глиноземом по сравнению со средним соста-

Таблица 3
Основные параметры и типы магм эоценовых магматических комплексов

Породы и их аналоги по Н. Ниггли	Эффузивный			Интрузивный						
	Диабитовые порфириты	Измененные андезиты (андезитовые порфиры)	Андезиты	Эссекситы и эссекситовые габбро	Монцониты	Диориты-порфириты	Сиенито-диориты	Кварцевые сиениты	Кварцевые диориты	Граносиениты и др.
Число анализов	4	8	5	8	5	3	4	3	6	5
Параметры магм (по П. Ниггли)										
Si	136	176	210	129	180	200	210	242	230	245
al	31	33	34	29	33	32	32	34	34	35
fm	28	34	30	29	30	30	31	28	30	27
C	27	19	18	27	18	18	16	16	15	14
alk	14	14	20	16	19	20	21	22	21	24
K	0,3	0,35	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3
mg	0,45	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3
c/tsh	1	0,6	0,6	1	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6
ti	1,7	1,2	2,1	2,0	1,5	0,9	1,2	1,0	1,2	1
O	0,27	0,3	0,1	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
h	5,5	10,0	13,0	6,8	7,3	8,0	5,8	15	13	12,7
qz	—20	20	30	—35	4	20	25	54	46	49
t	—10	—2	—4	—16	—4	—6	—5	—4	—2	—2
Типы магм (по П. Ниггли)	Габбровая магма известково-щелочного ряда	Кварцдиоритовая магма известково-щелочного ряда	Эссекситовая магма натрового ряда	Лейкомонцитовая магма калиевого ряда	Кварцдиорит-гранитовая магма известково-щелочного ряда					

вом аналогичных пород по Дэли. Особенностью указанных пород является значительная идентичность средних значений отношений окислов натрия и калия в сумме щелочей ($Na/K = \sim 1,2$). Монцониты характеризуются постоянно высоким значением параметра «С» (5,5 против 4,7 у Дэли) и преобладанием окисного железа над закисным ($Fe^{+3}/Fe^{+2} = 1,5$). В диорит-порфиритах средние значения двухвалентного и трехвалентного железа в целом варьируют в значительных пределах при отношении $Fe^{+3}/Fe^{+2} = 1,3$. При этом в среднем значении индекса железистости-магнезиальности в ряду монцонит-диорит-порфирит резких отклонений не наблюдается (табл. 2). В этом же направлении на векторной диаграмме наиболее верхние части обеих проекционных плоскостей занимают точки с более высоким значением «Si» и низким значением параметра «b» при близкой величине щелочности. Указанные разновидности пород довольно резко отличаются по параметру «f'».

Таблица 4

Средний химический состав и числовые характеристики эффузивных и экструзивных пород мио-плиоценового магматического комплекса

Породы	Э ф ф у з и в н ы е					Экструзивные	
	Андезито- базальты	Изменен- ные анде- зиты анде- зитовые порфириты	Андезиты	Дацииты	Липариты	Липарито- дациты	Липариты (липарито- вые порфи- ры)
Возраст	Миоцен-плиоцен					Плиоцен	
Количество анализов	7	3	3	4	4	3	4

Основные химические показатели :

SiO ₂	50,13	56,49	63,23	66,79	73,18	68,80	73,40
TiO ₂	0,75	0,73	0,69	0,46	0,22	0,40	0,21
Al ₂ O ₃	18,49	18,68	16,90	15,47	13,53	14,69	13,43
Fe ₂ O ₃	4,77	6,40	3,76	2,77	1,18	1,60	1,11
FeO	3,70	3,88	1,35	1,84	0,65	0,97	0,65
MnO	0,17	0,16	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02
MgO	4,48	2,28	1,18	0,73	0,23	0,54	0,22
CaO	8,43	4,72	3,24	2,25	0,92	1,58	0,87
Na ₂ O	3,79	3,26	4,06	3,73	3,43	3,48	3,40
K ₂ O	1,68	1,31	3,65	2,57	4,33	3,27	4,33
H ₂ O	0,95	1,47	0,98	0,95	0,92	1,68	1,02
п.п.п.	1,88	1,40	1,05	1,93	1,52	2,54	1,53
Σ	100,26	100,18	99,98	99,53	100,14	99,47	100,19
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	1,2	1,6	2,7	1,5	1,8	1,6	1,7
Na/K	2,2	2,4	1,1	1,4	0,7	1,0	0,7
Fe/Fe+Mg	0,65	0,81	0,81	0,86	0,88	0,86	0,88
Na K+Ca	0,39	0,47	0,70	0,73	0,89	0,81	0,89

$$Al > 2 Ca + Na + K$$

a	11,4	9,4	14,0	12,0	13,4	12,4	13,4
c	7,4	6,0	4,0	1,7	1,0	2,0	1,0
b	20,0	18,0	7,0	8,0	4,0	6,3	3,5
s	61,2	66,6	75,0	77,3	81,6	79,3	82,1
f'	42,0	53,1	58,8	49,0	40,6	36,1	45,3
m'	40,1	22,1	28,5	13,0	8,6	10,7	9,4
a'	—	24,8	12,7	38,0	50,8	53,2	45,3
n	77,2	80,0	62,7	68,5	54,4	61,8	54,4
q	21,9	31,0	58,0	27,0	24,0	21,7	26,4
i	1,1	0,9	0,9	0,5	0,2	0,4	0,2
Q	-27,8	8,4	23,1	27,9	35,4	32,8	31,4
a/c	1,5	1,6	3,5	4,4	13,4	6,2	13,4
c'	17,9	—	—	—	—	—	—

Величины отношений щелочности к насыщенности пород глиноземом, а также числовые характеристики параметров магм, выведенные по П. Ниггли, позволяют отмеченные выше породы отнести к лейкомонцонитовому типу магм калиевого ряда.

Следующая по последовательности внедрения группа пород объединяет весьма близкие по основным химическим параметрам диффе-

Таблица 5

Основные параметры и типы магм мио-плиоценового магматического комплекса

Породы и их аналоги по П. Ниггли	Эффузивные								Экструзивные				
	Андезито-базальты	Габбро диориты по Ниггли	Измененные андезиты (андезитовые порфириты)	Андезиты	Нормальные гранодиориты по П. Ниггли	Дациты	Нормальные гранодиориты	Липариты	Аплит-граниты по П. Ниггли	Липарито-дациты	Энгадинит-граниты по П. Ниггли	Липариты (липаритовый порфир)	Аплит-граниты по Ниггли
Колич. анализов	7		3	3		4		4		3		4	

Параметры магм по П. Ниггли													
Si	131	130	177	251	280	300	280	371	436	375	380	441	436
al	29	23	34	40	39	42	39	55	47	47	43	47	47
fm	36	44	37	21	22	21	22	3	5	14	13	10	8
c	23	23	16	14	17	16	17	5	8	9	8	5	5
alk	12	10	13	24	22	24	22	32	40	29	36	40	40
K	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,7	0,5	0,4	0,4
mg	0,5	0,5	0,3	0,3	0,4	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
c / fm	0,8	—	0,4	0,7	—	0,7	—	0,7	—	0,6	—	0,5	—
tl	1,5	—	1,5	2,1	—	1,6	—	0,9	—	1,6	—	1,1	—
O	0,2	—	0,4	0,7	—	0,4	—	0,5	—	0,5	—	0,5	—
h	8,3	—	15,0	13	—	15	—	15	—	28,0	—	20,0	—
qz	— 17	—	25	55	—	104	—	143	—	159	—	181	—
t	— 6	—	5	2	—	2	—	18	—	9	—	2	—

Типы магмы по П. Ниггли	Известково-щелочного ряда				Лейкогранитовая магма	
	Нормально габбро диоритовая магма	Кварцдиоритовая магма	Нормально-гранодиоритовая магма		(Энгадинит-гранитовая)	(Аплит-гранитовая)

ренциаты известково-щелочного ряда кварцдиоритовой магмы (табл. 3). По среднему значению щелочности и насыщенности глиноземом рассматриваемые породы относятся к нормальному типу, в целом отвечают нормальным кварцевым диоритам с отклонениями как к сиени-там, так и к граносиени-там. Характерной особенностью рассматри-ваемого ряда является умеренная их пересыщенность кремнеземом и глиноземом по сравнению со средним составом аналогичных пород у Дэли (табл. 2) при чувствительно заниженной роли феррических со-ставляющих и наличии избыточного кремнезема в виде свободного кварца. Несмотря на постоянное повышение кислотности пород в ряду сиенито-диорит-кварцевый диорит-граносиенит более или менее значи-тельные вариации в содержании глинозема не наблюдаются. В то же время отмечается постепенное убывание значений окисного железа (за Известия, XXI, 4—3

исключением граносиенитов) при вариации отношений трехвалентного и двухвалентного железа в пределах от 0,9 до 1,5 (табл. 2). В целом породы указанной группы характеризуются значительной идентичностью средних значений основных химических параметров и представляют собой близкие дифференциаты кварцдиоритовой магмы с отклонениями крайних членов в сторону слегка недосыщенных и слабо пересыщенных разностей нормального ряда.

На векторной диаграмме упомянутые породы объединяют проекционные точки с максимально высоким значением параметра «а» и занимают наиболее верхнюю часть вариационной линии пород нормального типа по Р. Дэли (фиг. 1).

Сравнительная характеристика основных петрохимических особенностей пород позволяет интрузивные образования Тексарской зоны отнести к следующим классам:

1. Эссекситы и эссекситовые габбро-ненасыщенные кремнеземом, умеренно-щелочные, лейкократовые породы натрового ряда.

2. Монциты — недосыщенные — слабо пересыщенные кремнеземом, богатые щелочами, лейко-мезолитовые породы калиевого ряда.

3. Сиенито-диориты, кварцевые диориты, граносиениты и др. — слабо-умеренно пересыщенные кремнеземом, богатые щелочами породы известково-щелочного ряда.

Таким образом, породы интрузивного комплекса в общем характеризуются повышенной щелочностью и заниженной ролью фемической составляющей.

В пределах от ранних к поздним стадиям внедрения магм SiO_2 и Al_2O_3 проявляют обратное поведение: количество кремнезема непрерывно возрастает с одновременным уменьшением содержания глинозема в ряду эссекситы-монциты — кварцевые диориты-граносиениты (фиг. 2). В этом отношении наблюдается почти полная идентичность в поведении CaO и глинозема. В указанном направлении, с некоторым отклонением убывают почти все фемические компоненты. При этом во всех случаях трехвалентное железо преобладает над двухвалентным. В более кислых дифференциатах в сумме щелочей наблюдается некоторое повышение содержания калия.

Обобщение результатов химических пересчетов эффузивных и интрузивных образований позволяет заключить, что изученные породы, как правило, относятся к нормальному типу. Эффузивные породы отвечают габбро-кварц-диоритовой магме известково-щелочного ряда, а интрузивные образования: нормально эссекситовой, лейкомонцитовой, кварцдиорит-гранитовой магмам соответственно натрового, калиевого и известково-щелочного рядов.

Андезиты-базальты являются крайне основными членами мио-плюценовой эффузивной серии и по средним значениям насыщенности глиноземом и щелочности-известковистости относятся к породам нормального ряда. Породы недосыщены кремнеземом ($Q = -27,8$) и

Условные обозначения

Эоценовый магматический комплекс

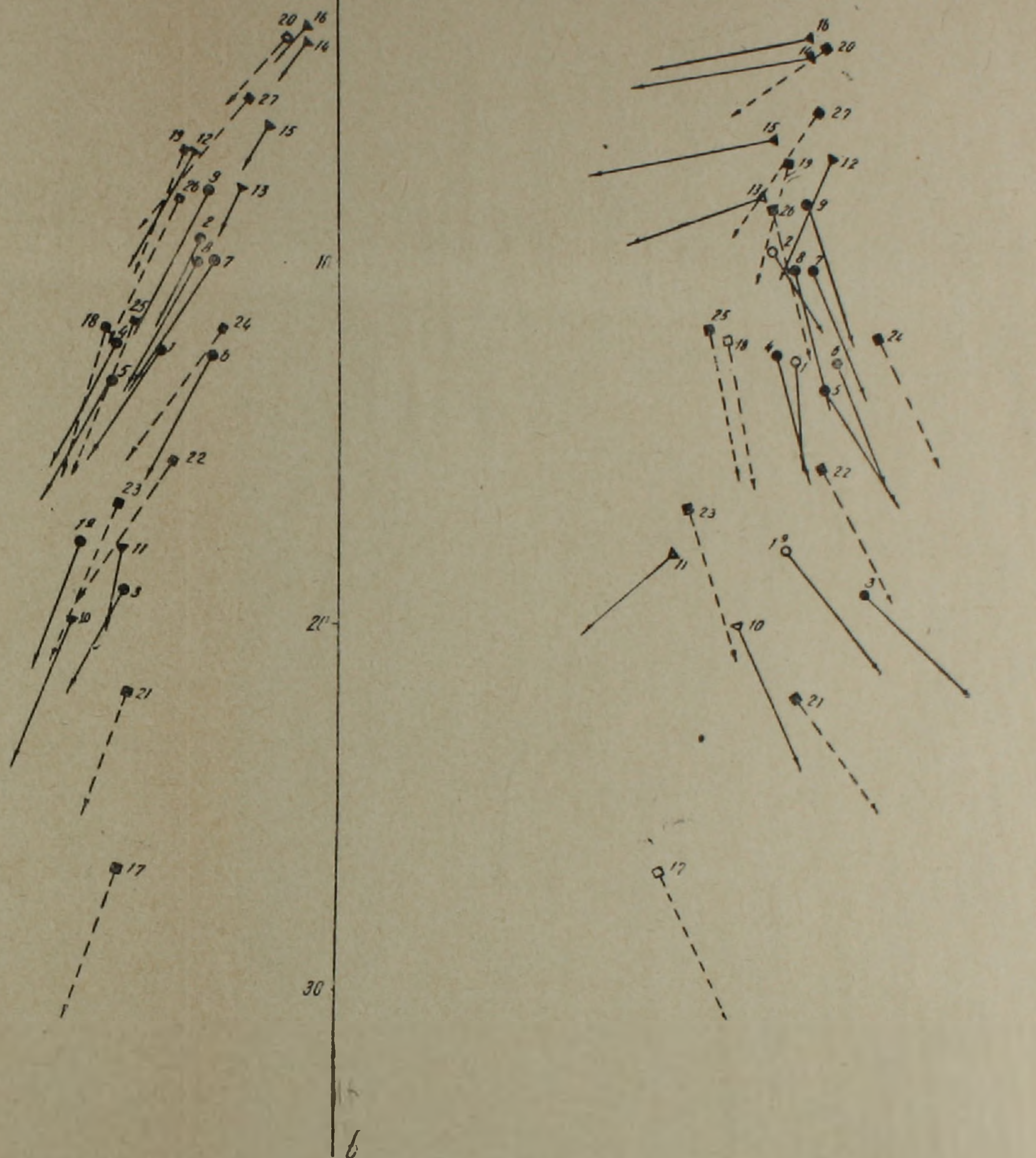
- Эффузивные породы
- 1^о Диабазовые порфириты
- 1. Андезитовые порфириты
- 2. Андезиты
- Интрузивные породы
- 3. Эссекситы
- 4. Монзониты
- 5. Диорит-порфириты
- 6. Сиенито-диориты
- 7. Кварцевые сиениты
- 8. Кварцевые диориты
- 9. Граносиениты

Мио-плиоценовый магматический комплекс

- ▲ - Эффузивные породы
- 10. Андезито-базальты
- 11. Андезитовые порфириты
- 12. Андезиты
- 13. Дациты
- 14. Липариты
- ▲ Экструзивные породы
- 15. Липарито-дациты
- 16. Липаритовые порфиры

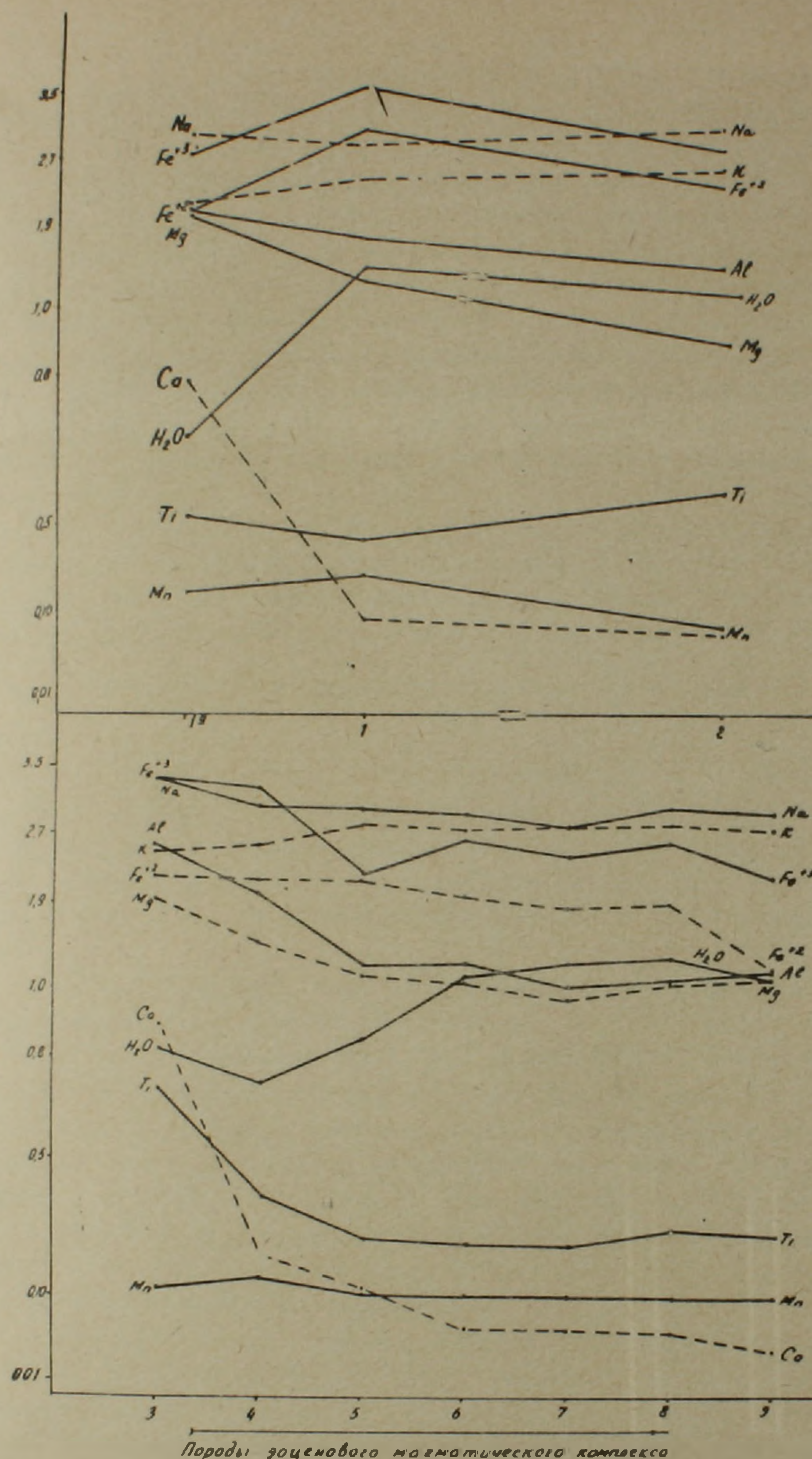
Средние породы по Р. Дэли

- - Эффузивные
- 17. Базальты
- 18. Андезиты
- 19. Дациты
- 20. Липариты
- - Интрузивные
- 21. Эссекситы
- 22. Монзониты
- 23. Диориты
- 24. Сиениты
- 25. Кварцевые диориты
- 26. Гранодиориты
- 27. Граниты



Фиг. 1. Векторная диаграмма средних химических составов пород эоценового и мио-плиоценового магматических комплексов Айондзорского рудного района.

Содержания Ti , Fe^{+3} , Fe^{+2} , Mn , Mg , Na , K , H_2O в процентах



- 1 Андезитовые порфириты
- 2 Андезиты
- 3 Эссекситы
- 4 Монциты
- 5 Диорит порфириты

- 6 Сиенито-диориты
- 7 Кварцевые сиениты
- 8 Кварцевые диориты
- 9 Грано-сиениты
- 12 Диобазовые порфириты

- 10 Андезито-базальты
- 11 Андезитовые порфириты
- 12 Андезиты

- 13 Вациты
- 14 Липариты
- 15 Липарито-дациты
- 16 Липаритовые порфиры

(На оси абсцисс породы расположены в порядке возрастания кислотности)

Фиг. 2. Вариационная диаграмма средних химических составов эффузивных, экструзивных и интрузивных пород эоценового и мио-плиоценового магматических комплексов Айюцзорского рудного района.

бедны щелочами при постоянном преобладании натрия в сумме щелочей. Характерно повсеместное преобладание окисного железа над закисным при величине индекса железистости-магнезиальности 0,65.

Измененные андезиты (андезитовые порфириды) отличаются от среднего состава андезита (по Дэли) пониженной щелочностью—кислотностью и высоким значением феррической составляющей ($b=18,0$, против 12,0 у Дэли) и относятся к породам, пересыщенным глиноземом. В сумме щелочей наблюдается резкое преобладание натрия при среднем значении индекса щелочности-известковистости, равным 0,47. По сравнению с андезито-базальтами наблюдается значительное повышение величины железистости-магнезиальности ($Fe/Fe+Mg=0,81$).

Свежие андезиты от средних андезитов отличаются: 1) незначительным преобладанием натрия над калием ($Na/K=1,1$), в связи с чем параметр «п» имеет более низкую величину ($p=62,7$ против 74,3 по Дэли); 2) насыщенностью глиноземом и низким значением параметра «b»; 3) повышенной величиной щелочности ($\frac{a}{c}=3,5$ против 1,75 у Дэли).

Даци́ты по химическому составу отличаются от средних дацитов сравнительно высокой величиной параметра «a'». В сумме щелочей натрий, как правило, всегда преобладает при отношении $Na/K=1,4$. Рассматриваемые дациты, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к пересыщенным кремнеземом и бедных щелочами классу пород.

Липариты среди эффузивов мио-плиоценового комплекса характеризуются более повышенной щелочностью и преобладанием калия над натрием с отношением $Na/K=0,7$. Породы по химическому составу почти не отличаются от средних липаритов по Дэли. По отношению величины щелочности-известковистости и насыщенности глиноземом рассматриваемые липариты относятся к ряду пород, насыщенных глиноземом. При этом индекс щелочности-известковистости в липаритах повышается до максимума 0,89. Одновременно наблюдается повышение среднего значения железистости-магнезиальности ($Fe/Fe+Mg=0,88$ против 0,86 в дацитах).

Экструзивные липарито-дациты по среднему химическому составу являются промежуточными эквивалентами рассматриваемых выше дацитов и липаритов. В отличие от последних содержания натрия и калия одинаковые ($Na/K=1,0$). Породы пересыщены как глиноземом, так и кремнеземом. По соотношению щелочности-известковистости липарито-дациты относятся к породам умеренно богатым щелочами ($a:c=6,2$ при $Q=32,8$). По среднему значению индекса железистости-магнезиальности породы идентичны с дацитами ($Fe/Fe+Mg=0,86$). Результаты пересчетов основных параметров магм по Ниггли позволяют рассматриваемые экструзии отнести к породам

лейкогранитовой (энгадинит-гранитовой) магмы известково-щелочного ряда.

Экструзивные липариты отвечают породам, пересыщенным глиноземом и богатым щелочами при обычном преобладании калия над натрием ($Na/K=0,7$). В отношении насыщенности пород глиноземом и по среднему значению параметра « f' » липариты близки к кварцевым порфирам по Дэли, отличаясь от них более низкой величиной фемической составляющей и параметра « m' ». В отличие от средних липаритов и кварцевых порфиров (по Дэли) породы насыщены кремнеземом ($Q=36,4$ против 33,0 и 33,4 у Дэли). Липариты по средним значениям основных параметров магм относятся к породам аплит-гранитовой магмы известково-щелочного ряда (по Ниггли).

Анализ результатов пересчета основных химических параметров эффузивно-экструзивных образований мио-плиоценового комплекса позволяет заключить, что рассматриваемые породы, кроме андезитобазальтов, пересыщены глиноземом и в целом являются дифференциатами сравнительно кислой магмы известково-щелочного ряда.

Сравнение петрохимических особенностей пород эффузивных и интрузивных формаций эоценового и мио-плиоценового магматических комплексов позволяет отметить следующее:

1. Эоценовые эффузивные и интрузивные образования относятся к породам нормального ряда, а мио-плиоценовые эффузивно-экструзивные породы — к типу, пересыщенному глиноземом.

В породах различных формаций, как правило, индексы железистости-магнезиальности и щелочности-известковистости постоянно возрастают. При этом, соотношения натрия и калия в сумме щелочей имеют двоякое выражение: а) в основных и средних породах натрия преобладает над калием; б) в более кислых дифференциатах калий преобладает над натрием.

С повышением кислотности и щелочности пород наблюдается понижение средних значений почти всех основных пороодообразующих компонентов с незначительными вариациями в пределах отдельных разностей.

2. Рассматриваемые магматические комплексы в отдельности являются результатом отличных по химизму исходных магм:

а) Эоценовый эффузивный комплекс — габбро-кварцдиоритовая магма известково-щелочного ряда;

б) Поздневерхнеэоценовый-предолигоценовый интрузивный комплекс — эссексит-лейкомонцонит-кварцдиорит-гранитовая магма соответственно натриевого, калиевого и известково-щелочного рядов;

в) Мио-плиоценовый эффузивно-экструзивный комплекс — габбро-кварцдиорит-лейкогранитовая магма известково-щелочного ряда.

Ա. Գ. ՀԱԿՈԲՅԱՆ, Ռ. Ն. ԶԱՐՅԱՆ

ՀԱՅՈՑՁՈՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՄԱԳՄԱՏԻԿ ՖՈՐՄԱՅԻԱՆԵՐԻ
ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայոցձորի հանքային շրջանի էոցենի և միո-պլիոցենի հասակի մագմատիկ առաջացումների մանրակրկիտ պետրոքիմիական ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս նշելու հետևյալը.

1) էոցենի հասակի էֆուզիվ և ինտրուզիվ առաջացումները պատկանում են ապարների նորմալ շարքին, իսկ միոպլիոցենի էֆուզիվ-էքստրուզիվ գոյացումները՝ կավահողով գերհագեցած ապարների խմբին: Դիտարկվող ֆորմացիաները կազմող ապարների հաջորդական շարքում նկատվում է $Fe/Fe+Mg$ և $Na/K+Ca$ արժեքների մշտական աճ: Նատրիում-կալիում հարաբերությունն ունի երկակի բնույթ՝ ա) հիմնային և միջին կազմի ապարներում գերակշռում է նատրիումը, բ) ապարների համեմատաբար թթու տարատեսակներում գերակշռում է կալիումը: Ապարների թթվայնության և հիմնայնության բարձրացմանը զուգընթաց նկատվում է մյուս ապար կազմող գլխավոր տարրերի նվազում:

2) Դիտարկվող մագմատիկ կոմպլեքսները հանդիսանում են ինքնուրույն մագմատիկ հալոցքների դիֆերենցիացիայի արդյունք՝ ա) էոցենի էֆուզիվ կոմպլեքսը — կրա-ալկալային շարքի գաբրո-կվարցդիորիտային մագմայի, բ) ուշ վերին էոցենյան — ստորին օլիգոցենյան հիպաբիսալ ինտրուզիվ կոմպլեքսը — համապատասխանաբար նատրիումային, կալիումային և կրա-ալկալային շարքերի էսեքսիտ-լեյկոմոնցոնիտ-կվարց դիորիտ-գրանիտային մագմաների և գ) միո-պլիոցենի էֆուզիվ-էքստրուզիվ կոմպլեքսը — կրա-ալկալային շարքի գաբրո-կվարցդիորիտ-լեյկոգրանիտային մագմայի:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гинзберг А. С. Петрография республики Армении. Петрография СССР, серия I, выпуск 2, 1934.
2. Елисеева О. П. Палеогеновый вулканизм Армении и некоторые данные о его металлогеническом значении. 1962.
3. Котляр В. Н. Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. 1930.
4. Малхасян Э. Г. Петрография интрузивных пород Даралагяза. 1958.
5. Фаворская М. А. и Елисеева О. П. Палеогеновый вулканизм некоторых районов Армянской ССР, 1961.
6. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. 1956.

Т. А. АВАКЯН

О ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ДИАТОМИТОВЫХ ПОРОД СИСИАНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Диатомитовые породы Сисианского района АрмССР изучались многими исследователями, работы которых касались геологии, стратиграфии и гидрогеологических свойств диатомитовой толщи, но не затрагивали специальных вопросов, связанных с изучением вещественного состава и петрографического расчленения диатомитов.

Первым исследователем диатомитов является К. Н. Паффенгольц, который в 1937 г. представил заявку о наличии диатомита в Сисианском районе.

К 1946 г. относятся геологические исследования Габриеляна А. А., детально расчленившего третичные отложения в бассейне р. Воротан и отнесшего диатомитовую толщу к верх. плиоцену (акчагил).

Автор настоящей статьи изучал диатомитовые породы Сисианского района в период 1964—67 гг. и здесь приводятся результаты первой попытки петрографического расчленения Сисианской диатомитовой толщи.

В геологическом отношении район месторождения диатомитов находится на стыке двух различно построенных структур.

Правобережье р. Воротан представляет собою крупный антиклинорий СЗ простирания, а левый берег — синклинальную складку, выполненную диатомитовой толщей.

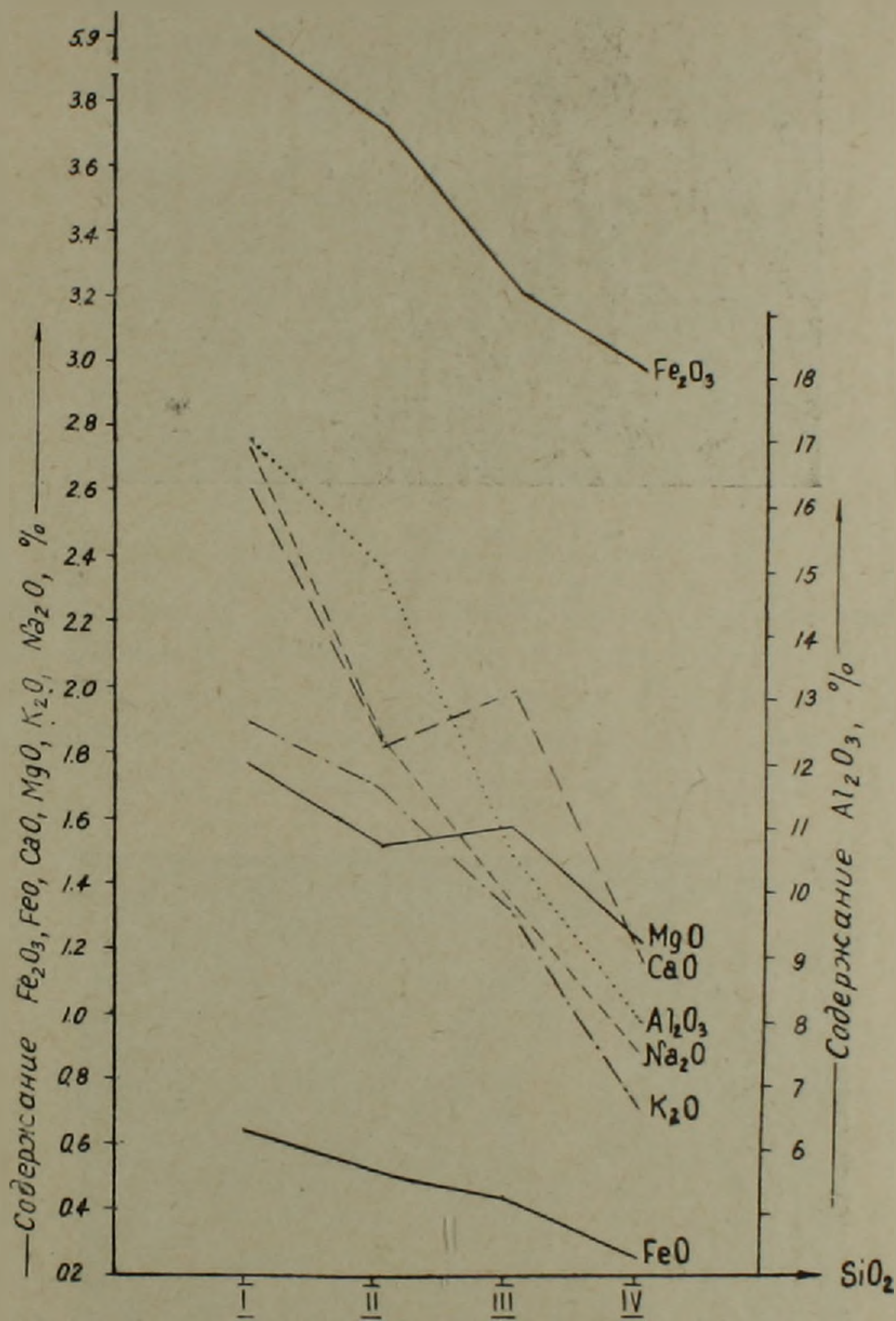
Диатомитовые породы имеют обширное распространение, протягиваются от с. Базарчай до гор. Горис и с. Татев по обоим берегам р. Воротан. Залегание их обычно горизонтальное, но местами наклонное, а в редких случаях пласты диатомитовой толщи имеют крутое падение (аз. пад. СЗ $320-325 < 62^\circ$, ЮЗ $220^\circ < 35-45^\circ$ у сс. Уз, Урут, Вагуди и т. д.). Общая мощность диатомитовой толщи достигает до 350—400 м (по данным скважин), а видимая мощность в обнажениях достигает до 140—150 м и больше.

Петрографически диатомитовая толща Сисианского района неоднородна: пласты диатомитовых пород чередуются с пепловыми, пемзовыми, песчанистыми прослоями, валунно-галечными и др. отложениями. Сами диатомитовые породы характеризуются значительным разнообразием петрографических типов, среди которых наиболее важными являются: 1. диатомиты; 2. диатомиты глинистые; 3. диатомитовые глины; 4. диатомиты песчаные (в которых можно выделить песчано-глинистые или глинисто-песчанистые разновидности); 5. диатомиты пепловые; 6. диатомитовые брекчии.

По данным имеющихся химических анализов составлена диаграмма взаимосвязи между содержанием SiO_2 и содержанием других

окислов в выделенных нами разновидностях (фиг. 1). Из диаграммы видно, как с увеличением содержания SiO_2 уменьшается содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO и др.

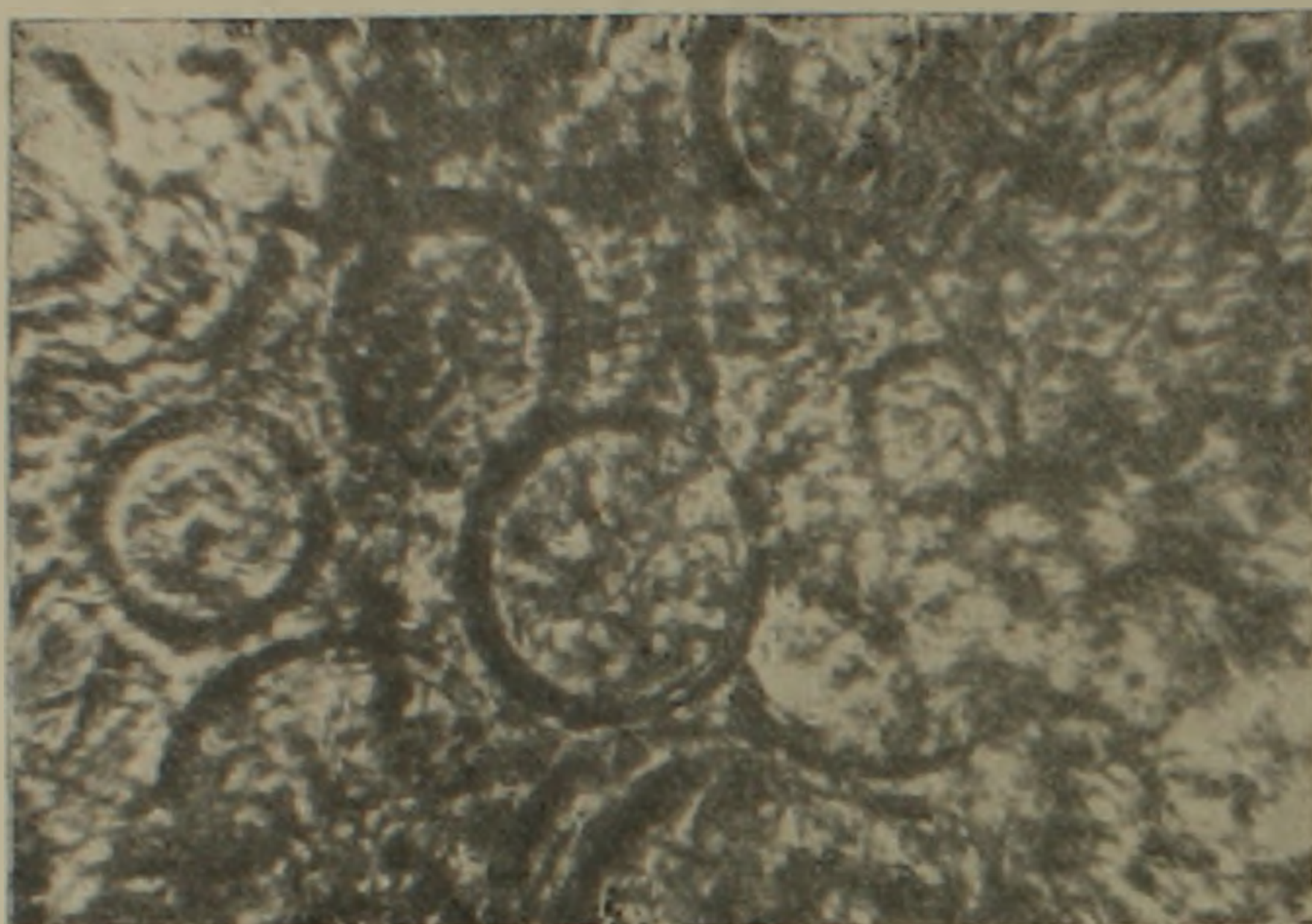
Ниже приводится петрографическое описание изученных разновидностей.



Фиг. 1. Связь между содержанием SiO_2 и Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O в разновидностях диатомитов Сисианского района. I — диатомит песчаный; II — диатомитовая глина; III — диатомит глинистый; IV — диатомит.

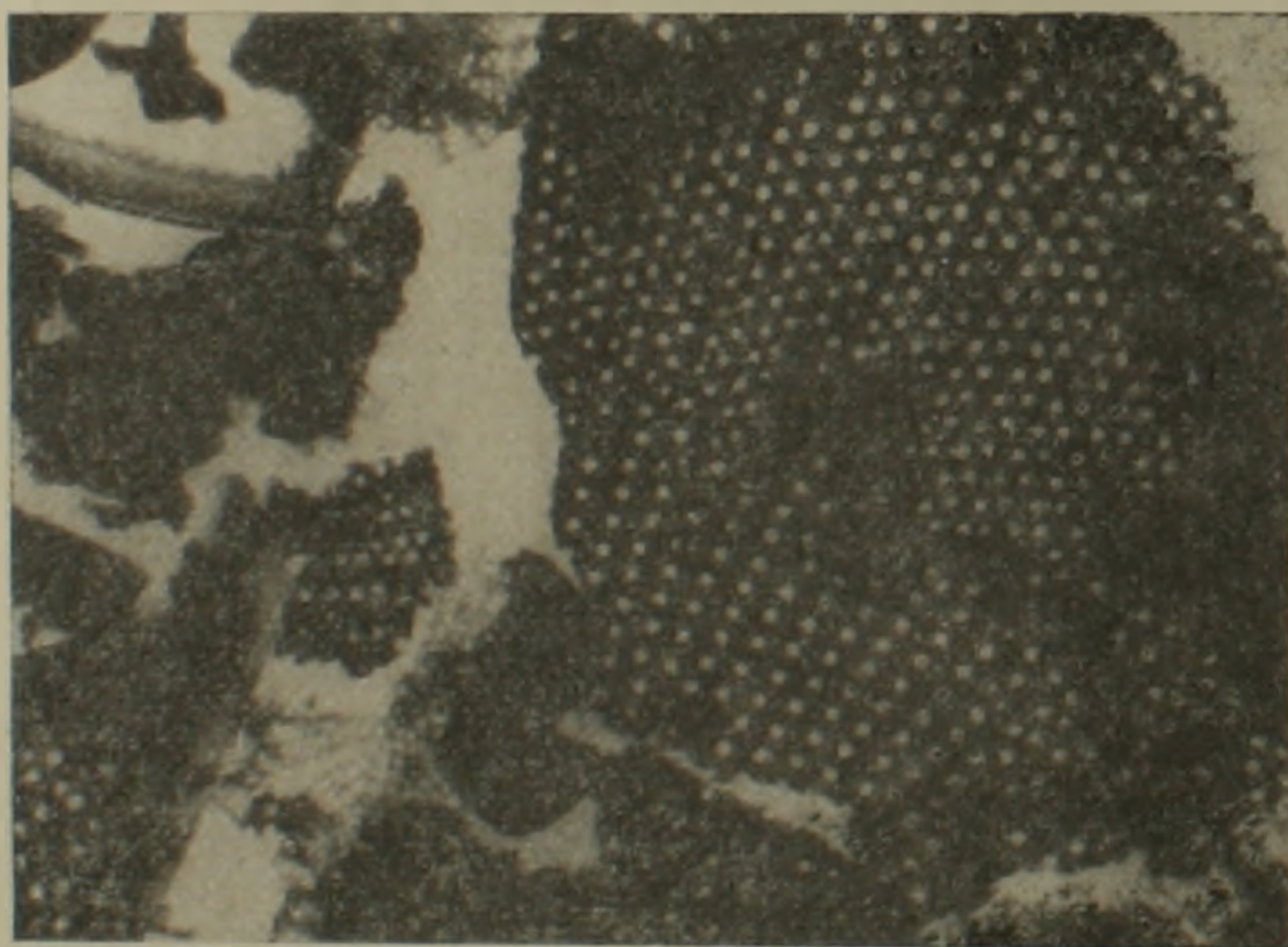
Диатомиты белого цвета с желтоватым оттенком, распространены в районе пос. Шамб, сс. Лцен, Базарчай, Вагуди, райцентр Сисиан и др. Мощность их варьирует в широких пределах от нескольких см до 4—10 м (пос. Шамб, с. Лцен и др.). Обычно диатомиты чередуются с песчаными и пепловыми прослойками мощностью от

5 см до 20 см. Под микроскопом диатомит имеет органогенную структуру, состоит из сплошного покрова панцирей (фиг. 2) размерами от 0,05 до 0,1, реже 0,2 мм. Форма панцирей разнообразная — округлая, игольчатая и др.



Фиг. 2. Диатомит (ув. $\times 630$)

Панцири выполнены веществом типа опала. Цементом породы является кремнистое вещество с незначительной примесью глинистого материала (в основном монтмориллонит и гидрослюда) (фиг. 3), к нему примешивается терригенный материал в виде частиц кварца, полевого шпата, чешуек хлорита, серицита, биотита.



Фиг. 3. Глинистые минералы (темные участки) под электронным микроскопом (ув. $\times 4800$).

Диатомиты глинистые и диатомитовые глины, серовато-белого или серого цвета, широко распространены в районе райцентра Сисиан, пос. Шамб, сс. Лцен, Брناкот, Шенатаг, Базарчай,

Таблица 1

Химический состав диатомитов Сисианского района

№ п/п	Наименование пород	Количество анализов	Содержание в %-ах, от и до													
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	H ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	п/п
1	Диатомит	25	67,80	0,11	4,23	0,02	1,80	0,02	0,51	0,82	2,90	0,20	0,15	—	0,10	4,05
			76,34	0,52	10,51	0,45	4,56	0,21	2,88	2,17	6,04	1,54	1,40	—	0,58	9,62
2	Диатомит глинистый	20	59,84	0,18	9,27	0,02	2,21	0,02	0,73	0,70	0,93	0,20	0,15	1,09	0,08	5,63
			69,02	0,63	11,90	0,85	4,54	0,70	4,77	2,47	5,97	2,72	2,90	3,24	0,37	9,40
3	Диатомитовая глина	19	58,55	0,21	12,20	0,20	1,64	0,06	1,08	0,20	0,87	0,60	0,40	0,70	0,09	3,24
			67,00	1,0	16,60	2,39	5,68	0,80	4,23	2,70	5,82	3,0	3,1	2,30	0,14	7,58
4	Диатомит песчанистый	7	55,35	0,37	16,57	0,20	3,20	0,07	2,11	1,35	1,08	1,74	0,54	1,20	0,07	4,65
			59,48	1,0	16,80	1,44	9,40	0,25	3,45	2,09	3,66	3,51	3,74	2,18	0,29	7,65
5	Диатомит пепловый	7	63,48	0,06	12,03	0,28	1,80	0,02	1,07	0,85	0,61	2,0	2,10	2,50	0,08	3,7
			68,70	0,40	14,70	1,08	3,80	0,30	1,97	1,05	4,10	2,32	2,40	2,69	0,09	6,18
6	Диатомитовая брекчия	7	57,47	0,18	16,71	0,34	2,52	0,06	2,00	0,85	1,08	1,86	0,59	1,89	—	6,20
			61,53	0,37	17,82	1,44	4,05	0,70	2,31	1,26	2,90	3,42	3,32	2,27	—	9,25

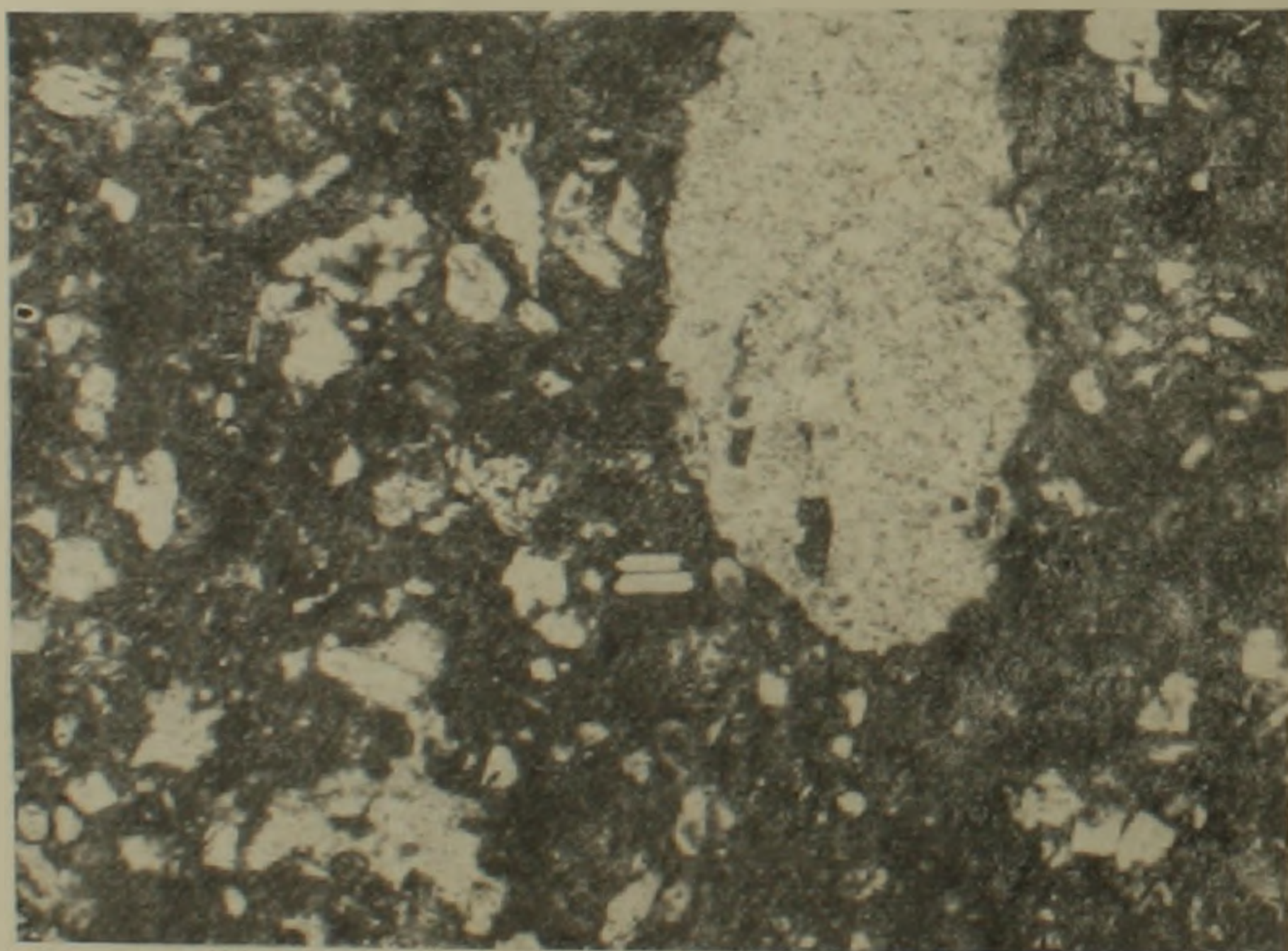
Уз, Агуди, Вагуди, Толорс. Мощности их на разных участках разные и колеблются в значительных пределах от нескольких см до 20—25 м и больше.

Эти породы органогенные, имеют алевротовую, пелитовую структуру, содержат обильное количество остатков панцирей.

Кластический материал составляет в глинистых диатомитах до 20—25%, а в диатомитовых глинах достигает 40—45%. Представлен кварцем, чешуйками хлорита, биотита и др. минералами, с размерами частиц от 0,05 мм до 0,1 мм. Все обломки сцементированы кремнистым цементом. В отдельных шлифах наблюдается карбонат с примесью глинистого продукта, местами эти породы пропитаны гидроокислами железа.

Песчанистые диатомиты, светло-серые, серые с желтоватым оттенком, распространены, в основном, в районе сс. Дарабас, Дастакерт, пос. Шамб, Уз, частично у сс. Брнакот, Толорс и др. Среди них наблюдаются и песчано-глинистые или глинисто-песчаные разновидности. Имеют мощность от нескольких см до 1—1,5 м; мощность песчано-глинистых или глинисто-песчаных разновидностей достигает 5—6 м. Под микроскопом они имеют псаммитовую структуру, с органогенными остатками.

Песчанистый материал составляет 40—45%. Размеры частиц колеблются от 0,5 мм до 5 мм. Микроскопически из минералов установлены плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит, апатит и магнетит. Весь материал сцементирован кремнистым продуктом (фиг. 4).

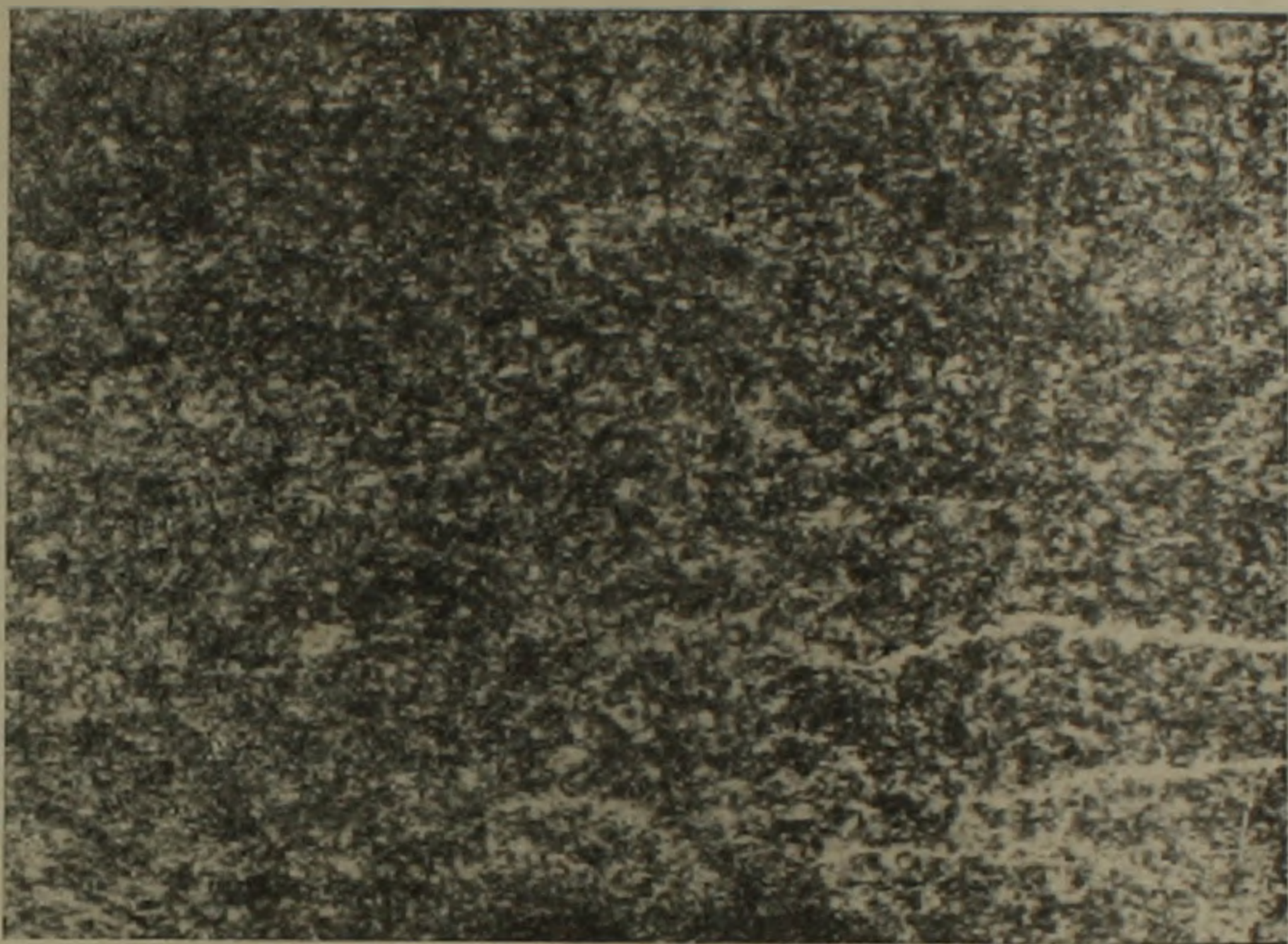


Фиг. 4. Диатомит песчанистый (ув. $\times 45$).

Диатомиты пелловые, белого цвета иногда с желтоватым оттенком, распространены в районе пос. Шамб, сс. Агуди, Вагуди, Базарчай, райцентра Сисиан и др. Мощность незначительная,

обычно в пределах 5—10 см, изредка достигает 70—80 см (у пос. Шамб, с. Базарчай). Под микроскопом имеют пепловую структуру и сложены, в основном, из панцирей, сцементированных пеплово-туфовым продуктом с примесью глинистого материала. Количество цемента составляет 20—25%. Терригенный материал представлен частицами кварца, полевого шпата, чешуйками биотита, хлорита, размеры которых не превышают 0,1 мм.

В этих породах изредка отмечаются также обломки кислого стекла (обсидиана) размерами 0,8—1 мм (фиг. 5).



Фиг. 5. Диатомит пепловый (ув. $\times 45$).

Диатомитовые брекчии. Макроскопически это обломочная порода белого цвета. Она служит маркирующим горизонтом. Мощность небольшая и колеблется от 0,3 м до 3 м (пос. Шамб, с. Дарабас). Структура под микроскопом обломочная с органогенными остатками.

Описываемые породы состоят из угловых обломков обсидиана, а также трахита, дацита, базальта и др., размеры их колеблются в больших пределах от 0,2 мм до 1 см. Весь обломочный материал сцементирован диатомитом с небольшой примесью глинистого продукта (10—15%).

Проведенное петрографическое расчленение диатомитов может быть использовано при выборе рациональных методов их технологического обогащения.

Բ. Ա. ԱՎԱԳՅԱՆ

ՄԻՍԻԱՆԻ ՇՐՋԱՆԻ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգվածում բերված են հեղինակի 1964—67 թթ. կատարված երկրաբանական աշխատանքի պետրոգրաֆիական տվյալները. որոնցում ցույց են տրված, որ Սիսիանի շրջանի դիատոմիտային ապարները կարելի է ստորաբաժանել հետևյալ կերպ.

1. Դիատոմիտ
2. Դիատոմիտ կավային
3. Դիատոմիտային կավեր
4. Դիատոմիտ ավազային (որի մեջ կարելի է տարբերել կավավազային և ավազա-կավային տեսակները)
5. Դիատոմիտ մոխրախառնուրդ
6. Դիատոմիտային բրեկչիա

Ցույց է տրված այն օրինաչափ կապվածությունը, որը նկատվում է սիլիկահողի և դիատոմիտի, ինչպես նաև նրա տարատեսակների միջև:

Պետրոգրաֆիական այս ստորաբաժանումը կարող է չափանիշ հանդիսանալ մի շարք երկրաբանական որոնման աշխատանքների, ինչպես նաև տարբեր տիպի տեխնոլոգիական հարստացման մեթոդների ընտրման գործում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Стратиграфия, тектоника, история геологического развития. Ереван, изд. АН АрмССР, 1964.

А. В. ВАРДАНЯН

О НОВОМ НАПРАВЛЕНИИ В ИЗУЧЕНИИ ТЕКТониКИ
АРМЯНСКОЙ ССР

В последние годы в геотектонике особое место занимает проблема складкообразования, так как правильное ее решение может осветить многие вопросы строения и развития нашей планеты. В этой проблеме кардинальным вопросом является механизм формирования складчатых деформаций и, в частности, характер и направление сил, образующих эти деформации.

Однако, при решении подобной задачи выяснилось, что существующие до сих пор обычные геологические методы неполноценны и поэтому тектонисты прибегли к помощи таких наук, которые занимаются вопросами деформаций твердых тел. Так родилась молодая отрасль геотектоники — тектонофизика, которая занимает среднее положение между тектоникой и физикой.

«Общая задача тектонофизики заключается в освещении механизма развития деформаций и разрывов, возникающих в земной коре вследствие глубинных процессов» [3].

Разумеется, сложность и специфичность тектоногенеза придает полевым наблюдениям ведущую роль, поэтому моделирование опирается на прочную базу полевых наблюдений, и если представления, основанные на последних, верны, то моделирование будет не только адекватным, но и во многом уточнит и дополнит полевые наблюдения.

В моделировании принципиальной стоорной являются условия подобия. «Уравнения, указывающие при каких соотношениях между множителями подобия физические явления подобны, называются условиями подобия» [4]. Смысл его состоит в следующем:

$$C_{\eta} = C_{\tau} \cdot C_t = C_p \cdot C_g \cdot C_l \cdot C_t,$$

$$C_{\eta} = C_p \cdot C_G$$

где C_{η} — соотношение величины вязкости модели и моделируемого объекта; C_{τ} — отношение напряженности модели и объекта; C_t — отношение продолжительности развития процесса на модели и в натуре; C_p — отношение плотности модели в объекте; C_g — отношение ускорения модели и объекта; C_l — отношение геометрических размеров модели и объекта; C_p — отношение прочности модели в объекте и C_G — отношение упругости модели и объекта.

Для дополнения и уточнения представлений условий и механизма формирования некоторых складок Арагац-Нахичеванской тектонической зоны [6], нами в 1967 г. произведена серия опытов в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ под руководством

члена корр-а АН СССР профессора В. В. Белоусова и доцента кафедры динамической геологии МГУ Н. Б. Лебедевой. Подобные эксперименты проводились впервые, поэтому серия этих опытов представляет собой особый интерес.

При моделировании автор принимал за основу те соображения В. В. Белоусова, которые касаются механизма формирования складок и их кинематической классификации [1, 2].

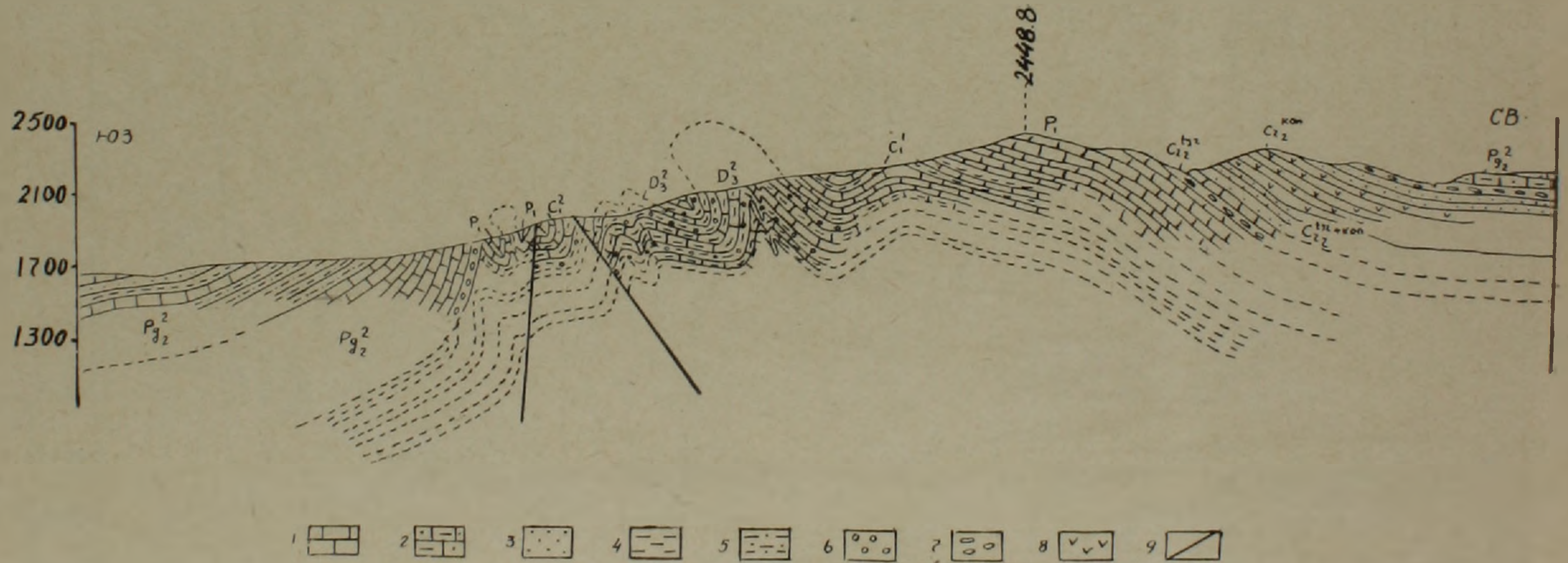
Для конкретного примера взята Кадрлинская антиклиналь (Веддинский р-н, Арм. ССР), геологическое строение которой детально изучено автором при полевых наблюдениях. При моделировании изучаемой складки наша задача заключалась в получении приближенных к природным структур и в тщательном наблюдении за механизмом их формирования.

Кадрлинская антиклиналь соответствует Дагнинскому хребту и имеет общекавказское простирание. Складка брахиформная, длина ее более чем 10 км, ширина от 2 до 4 км. Кадрлинская антиклиналь имеет резко асимметричное строение, ее северо-восточное крыло более широкое и пологое ($20-50^\circ$), а юго-западное — узкое и более крутое ($60-80^\circ$), и на значительном участке подвернутое. Ось Кадрлинской антиклинали проходит по юго-западному склону хребта.

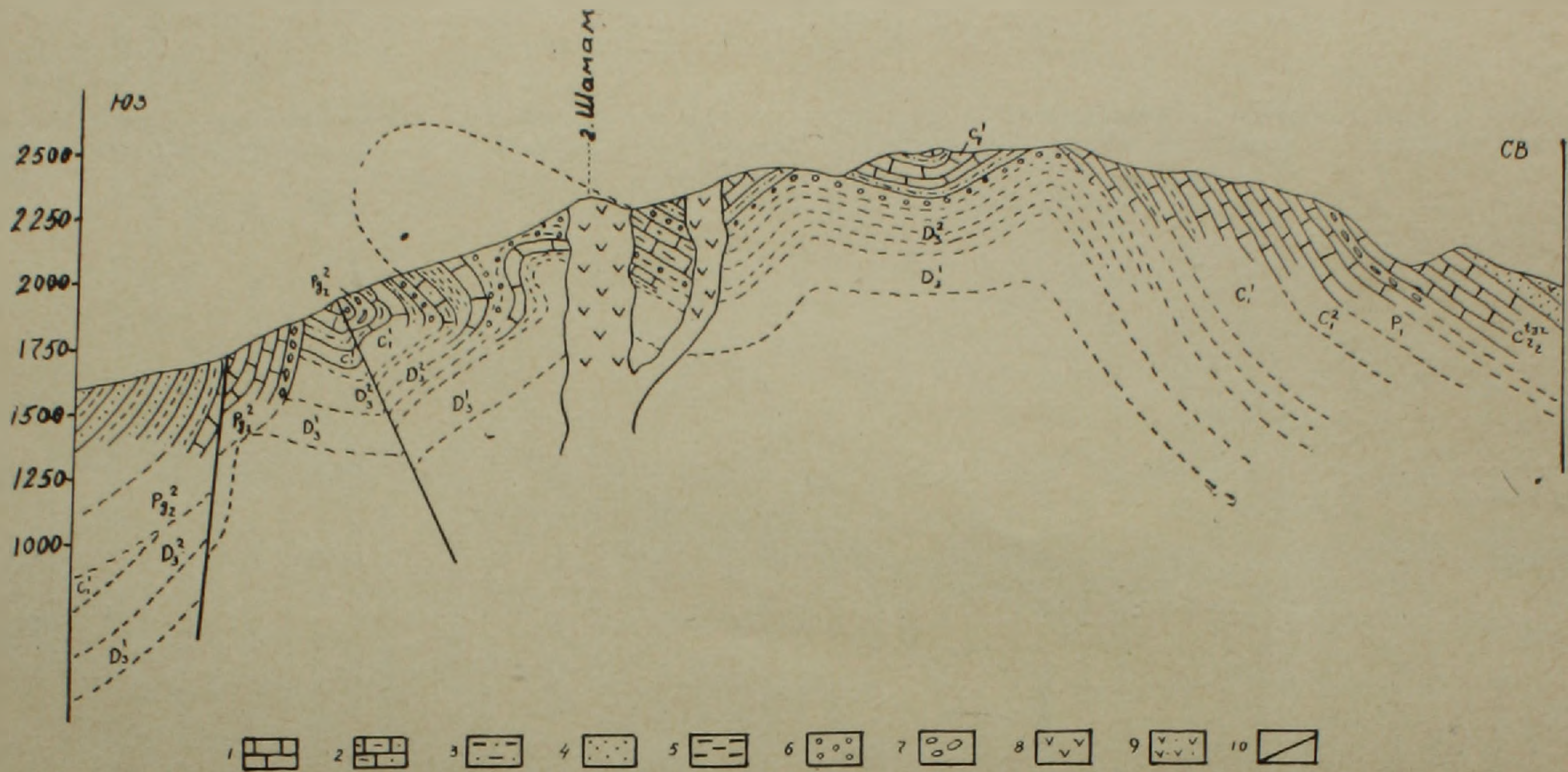
Складка имеет коробчатый вид. По мере приближения от крыльев к ядру картина меняется. Ядро сложено карбонатно-терригенными породами фаменского яруса: это различные известняки, глинистые сланцы, песчаники и кварциты мощностью 300 м. Отложения фаменского яруса постепенно и согласно переходят в сходные по составу породы турнейского яруса, мощность которых на северо-восточном крыле 265 м, а на юго-западном 160 м. На обоих крыльях выступают также известняки визе и перми, суммарная мощность которых на юго-западном крыле 300—350 м, а на северо-восточном 700—750 м. На северо-восточном крыле на перми трансгрессивно залегают известняки турона с базальным конгломератом в основании, а на юго-западном крыле отложения турнейского яруса с большим угловым несогласием перекрываются карбонатно-терригенными отложениями среднего эоцена.

Ядро Кадрлинской антиклинали вытянуто в близширотном направлении и сложено интенсивно дислоцированными породами, которые на востоке образуют две антиклинальные складки, а на западе — только одну гребневидную антиклиналь, опрокинутую к юго-западу. Помимо этих деформаций, породы фаменского яруса смяты в более мелкие складки, порядка нескольких метров, разлинзованы, разорваны маленькими разрывами, а в глинистых сланцах здесь наблюдается клаваж параллельный осевым поверхностям складок.

Дополнительные складки, осложняющие крылья Кадрлинской



Фиг. 1. Структурный профиль ущелья р. Шамами-дзор. 1 — известняки, 2 — чередование известняков, песчаников и глинистых сланцев, 3 — песчаники, 4 — глинистые сланцы, 5 — песчано-глинистые породы, 6 — кварциты, 7 — конгломераты, 8 — вулканогенная толща. 9 — разрывы.



Фиг. 2. Структурный профиль ущелья р. Аршаки-ахпюр. 1 — известняки, 2 — чередование известняков, песчаников и глинистых сланцев, 3 — песчано-глинистые породы, 4 — песчаники, 5 — глинистые сланцы, 6 — кварциты, 7 — конгломераты, 8 — интрузия трахи-андезитового состава, 9 — вулканогенная толща, 10 — разрывы,

структуры, представлены самыми разными морфологическими типами, которые более развиты и разнообразны на юго-западном крыле. Также, как и в основной складке, в мелких осложняющих складках наблюдается общий наклон осевых поверхностей к юго-западу. Юго-западное крыло антиклинали осложнено также двумя разрывными нарушениями типа сбросов.

Литологический состав пород, слагающих Кадрлинскую антиклиналь, говорит о том, что отложения фаменского и турнейского возрастов являются менее плотными и более пластичными породами, чем покрывающие их отложения. Геологические данные наводят нас на мысль, что в формировании сложных складок ядра наверняка действовал комплекс механизмов: глыбовой, нагнетания и общего смятия [2].

Интересно рассмотреть стадии развития Кадрлинской структуры во времени. С конца фамена или в начале турне в пределах складки отчетливо выделяется местный прогиб и поднятие, последнее намечается на месте юго-западного крыла. Рост блока фундамента на этом участке привел к тому, что образовалось поднятие юго-запад—северо-восточного простирания. Можно предположить, что складкообразование в этом периоде произошло одновременно с седиментацией, т. е. слои фамена и турне, являясь пластичными, под собственной тяжестью оттекали в сторону опущенного блока, где, нагромождаясь, сминались в складки.

В ранневизейское время дифференциация вертикальных движений продолжается. Восходящие вертикальные усилия перемещаются к северо-востоку и отчетливо намечаются в осевой зоне Кадрлинской антиклинали. С этого времени начали свое образование те гребневидные и веерообразные складки, которые зафиксированы на юго-западном крыле антиклинали.

В конце нижнего визе наблюдается общее поднятие всего региона, вследствие чего средне-верхнекаменноугольные породы вовсе отсутствуют.

В ранней перми происходит новое общее погружение всего региона. Кадрлинская антиклиналь вовлекается в неравномерное опускание, но на этом этапе максимальную амплитуду погружения имеет северо-восточное крыло. По всей вероятности, ранее существовавший юго-западный блок одновременно с общим погружением сохранил тенденцию к поднятию. Однако при последующем всеобщем поднятии в верхнетриасовое время северо-восточный блок оказался наиболее активным, что привело к образованию крупной флексуры с гипсометрически приподнятым северо-восточным и относительно опущенным юго-западным крылом.

Именно с этой стадией связано формирование современной структуры Кадрлу. Мы склонны думать именно так по следующей причине. Пластическое перераспределение материала (фамен-турне) должно

было происходить лишь вследствие инверсий плотностей, а также неравномерной нагрузки вышележащего тяжелого комплекса. Образование пермской покровы ускоряло движение пластического материала, который должен был оттекать к зонам пониженных давлений. Такой зоной оказался верхний замок флексуры, где пластический материал, нагнетаясь, в дальнейшем образовал ядро протыкания. После перми создались реальные условия для гравитационного расползания слоев с северо-восточного крыла в сторону юго-западного. Таким образом, все дополнительные складки, которые осложняют современную структуру Кадрлу, образуются именно с этого времени. Очевидно, частые знакопеременные движения вышеуказанных двух блоков и, вероятно, резкое поднятие северо-восточного блока в верхнетриасовое время, настолько обособили зону крутого крыла флексуры, что здесь образовался разрыв.

Описание эксперимента

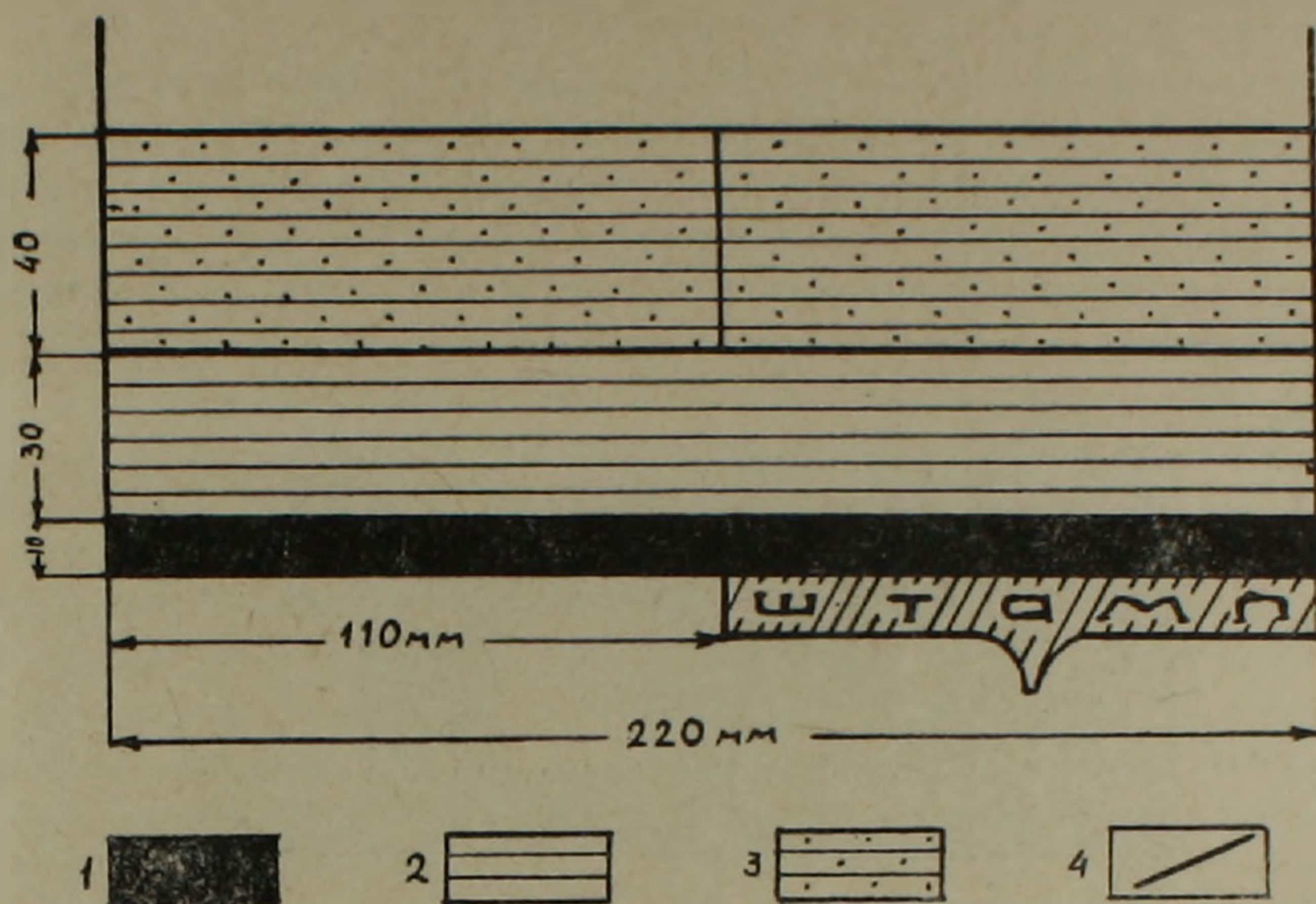
Эксперимент проводился в прямоугольном ящике размером $220 \times 100 \times 100$ мм. На дне ящика был помещен металлический штамп сечением 110×100 мм, который мог бы вертикально двигаться вверх и вниз. На дне ящика слоем в 10 мм была залита смесь пушечной смазки (50%) и машинного масла СУ (50%). Эта смесь, имея относительно большую вязкость и удельный вес, в течение всего опыта не подвергалась деформации и в данном случае играла роль фундамента (1).

Осадочные породы среднего пластичного комплекса (фамен-турне) моделировали: материал—канифоль 68%, машинное масло СУ 32%: плотность $0,99 \text{ г/см}^3$ и вязкость около 10^4 пуаз. Этот пластичный комплекс (2), общей мощностью 30 мм, был залит послойно и мощность каждого слоя составила 5 мм. Слои отделены друг от друга глинистой промазкой.

Верхний более тяжелый комплекс (3) моделировали: материал — канифоль 75%, машинное масло СУ 25% и белая глина 8 г на 100 г смеси; плотность $1,08 \text{ г/см}^3$ и вязкость около 10^5 пуаз. Этот комплекс мощностью 40 мм также был залит послойно и каждый слой был промазан глиной.

В верхнем комплексе на уровне левого края штампа сделан вертикальный разрыв.

После приготовления образца, модель была поставлена в холодильник, где температура -2° . Через три часа, когда образец был заморожен, модель снова экспонировалась при комнатной температуре и на протяжении 10 минут штамп был приподнят нами на 25 мм. Правая сторона образца возвышалась над левой на 20 мм. В течение 15 часов модель стояла при комнатной температуре. Для выявления конечного результата эксперимента, образец снова был заморожен, затем продольно разрезан и сфотографирован.



Фиг. 3. 1 — пушечная смазка 50%, машинное масло СУ 50%; 2 — канифоль 68%, машинное масло СУ 32%; 3 — канифоль 75%, машинное масло СТ 25%, белая глина 8 г; 4 — разрыв.

Результаты эксперимента и некоторые выводы

При наблюдении за ходом эксперимента выяснилось, что при складкообразовании действовали два механизма — нагнетание и гравитационное расползание.

Рассмотрим первый механизм.

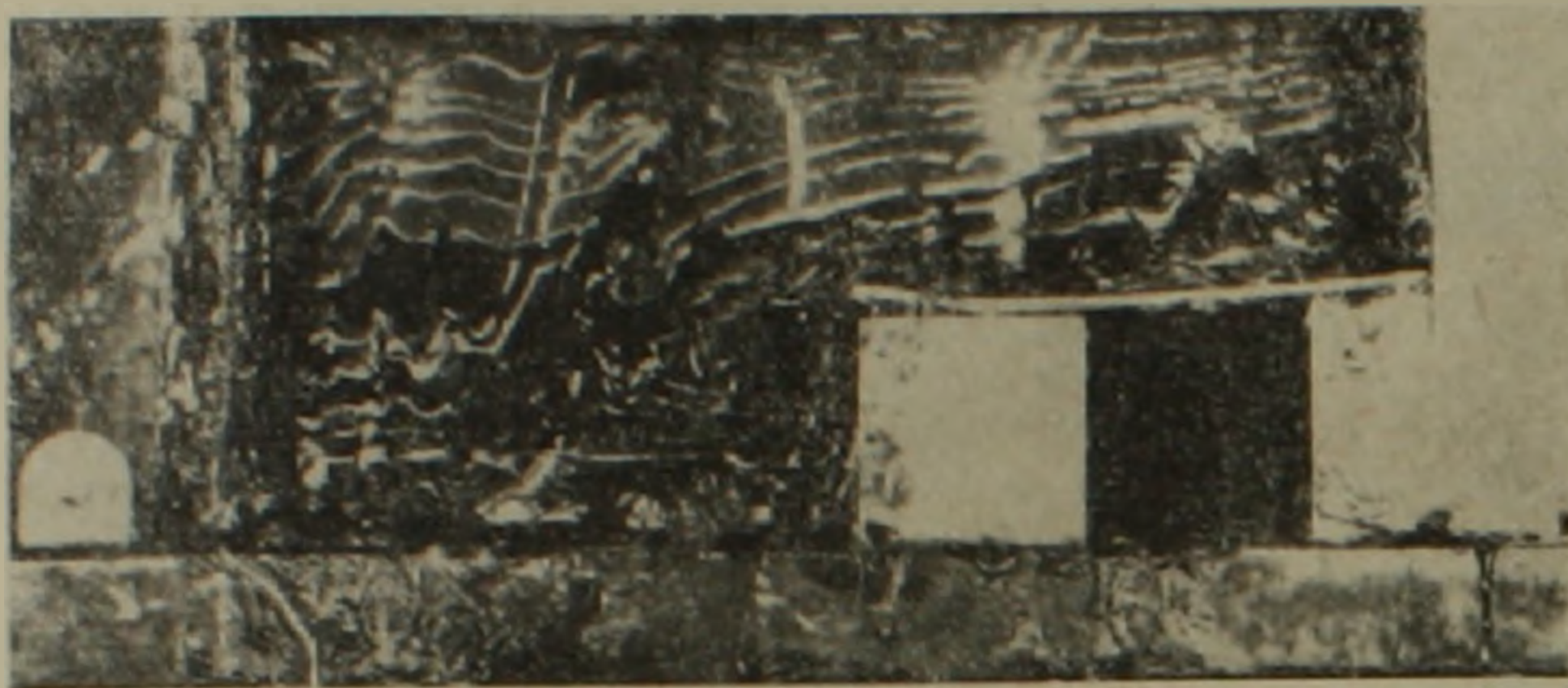
Сразу же после поднятия штампа, означающего дифференциальное вертикальное движение земной коры, наблюдалось течение слоев среднего пластичного комплекса (2) на левую сторону модели, притом, слои околофлексурной зоны не отрывались, а плавно изгибались. Над штампом из-за течения и растяжения материала, напряжения превосходили его предел прочности и слои отрывались.

При сравнении левой и правой частей пластичного комплекса видно, что, если на правой стороне они отрывались и почти не сминались в складки, то на левой стороне наблюдалась противоположная картина. Здесь слои подвергались интенсивной мелкой складчатости, особенно около флексуры и в центральной части пластичного комплекса.

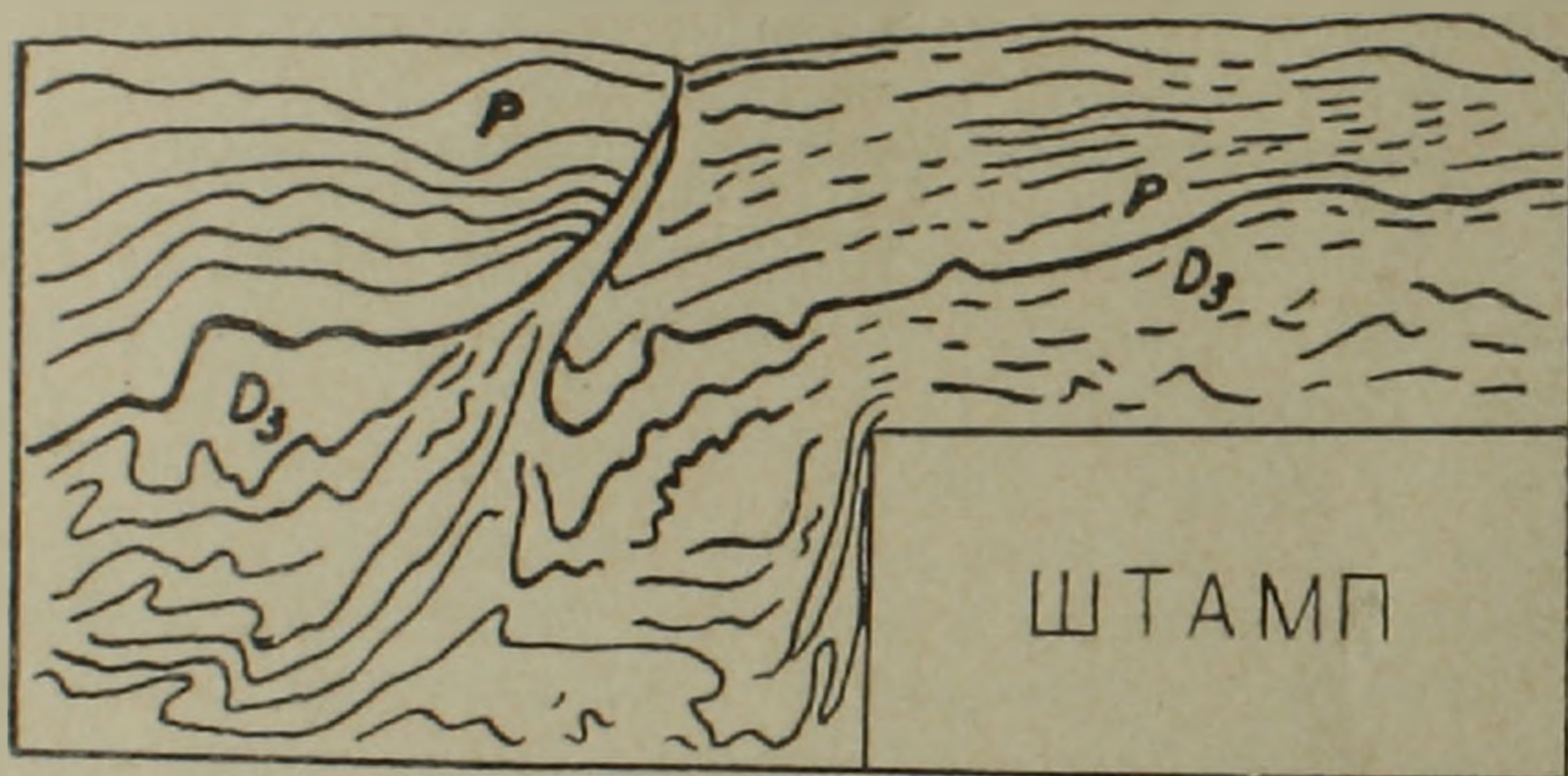
Так как над пластичным и более легким комплексом (2) лежит более вязкий и плотный комплекс (3), то создается инверсия плотностей. Для равновесия нижележащий комплекс должен выжиматься в ослабленные зоны для создания равновесия. В данном случае зоной такого пониженного давления оказался разрыв в верхнем комплексе. Пластичные слои по разрезу выжимались наверх, нагнетаясь наподобие диапировых куполов [5].

Второй механизм заключается в гравитационном расползании поднятого блока в сторону опущенного.

Далее уже отмечалось, что после поднятия штампа правый блок возвышался за левым блоком на 20 мм. В течение 15 часов слон правого блока расползались к опущенному блоку и их поверхности сравнивались. Благодаря боковому давлению и из-за выжимания средних пластичных слоев, слон левой части комплекса 3 сминались в мелкие складки.



Фиг. 4. Продольный срез образца после эксперимента (фото).



Фиг. 5. Зарисовка образца по фото.

Кроме того, при изготовлении образца разрыв был вертикальным и находился прямо над левым краем движущего штампа. После эксперимента стало очевидным, что разрыв из-за гравитационного течения слоев правой части комплекса 3, приобрел правый наклон и от первоначального положения сдвинулся влево на 15—20 мм. Можно предположить, что те разрывные смещения, которые на поверхности представлены наклонно, где-то на глубине вертикальны.

Структуры, полученные на моделях, аналогичны природным и это во многом помогло нам выяснить некоторые детали механизма образования ряда складок.

Ա. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ

ՆՈՐ ՈՒՂՂՈՒԹՅՈՒՆ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ
ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ ՄԵՋ

Ա մ փ ո փ ու մ

Վերջին ժամանակներս գեոտեկտոնիկայի մեջ առաջնակարգ նշանակություն է ստացել ծալքառաջացման պրոբլեմը, որը օգնելու է որոշել այն ուժերի բնույթը և ուղղությունը, որոնք ստեղծում են ծալքավոր դեֆորմացիաներ: Քանի որ ավյալ խնդիրը կապված է պինդ մարմինների դեֆորմացիաների հարցերի հետ, ապա տեկտոնիկան օգտվելով համապատասխան դիտությունների տվյալներից, կարողացել է լուծել մի շարք բարդ և դժվարին հարցեր: Այս նոր ուղղությունը գեոտեկտոնիկայում ստացել է տեկտոնոֆիզիկա անվանումը: Տեկտոնոֆիզիկայի հիմքում դրված է նմանության պայմանները, որի իմաստը կայանում է մոզելի չափերի, պրոցեսի տևողության, փորձարկվող նյութի ամրության և մածուցիկության համապատասխան կրճատումը: Տեկտոնոֆիզիկական փորձերը վերջին ժամանակներս բավականին մեծ օգնություն են ցույց տվել տեկտոնիստներին հատկապես ծալքառաջացման մեխանիզմները բացատրելու համար:

Արագած-Նախիջևանի տեկտոնական դոնայի որոշ ծալքերի ձևավորման մեխանիզմի բացատրության ճշտման և լրացման համար, հեղինակի կողմից Մոսկվայի Լոմոնոսովի անվան պետական համալսարանի տեկտոնոֆիզիկայի լաբորատորիայում դրվել են մի քանի փորձեր, որոնք տվել են հաջող արդյունքներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белоусов В. В. Типы и происхождения складчатости. Сов. геология, № 1, 1958
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1962
3. Гзовский М. В. Метод моделирования в тектонофизике. Сов. геология, № 4, 1958
4. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансанского антиклинория. Изд-во АН СССР, кн. III и IV, Москва, 1963.
5. Лебедева Н. Б. О механизме образования глиняных диапиров. Сов. геология, № 11, 1958.

Л. Г. БАХШИНЯН

ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИМЫКАЮЩИХ
РАЙОНОВ МАЛОГО КАВКАЗА

В геолого-структурном отношении горноскладчатая территория Армянской ССР в системе Малого Кавказа является одной из наиболее сложно и своеобразно построенных областей альпийской складчатой системы. Сложность эта обусловлена в первую очередь тем обстоятельством, что почти половина территории перекрыта мощным покровом недислоцированных (или слабо дислоцированных) лавовых, озерных и наносных отложений, маскирующих структуру более древних образований.

Новые данные по геофизике (гравиметрия, электроразведка), глубокому бурению, геологической съемке, выявившие характер залегания палеозойского фундамента и вышележащих толщ пород, а также проанализированный фактический материал по геологии и гидрогеологии республики и других частей Советского Союза* позволяют подойти к выбору принципа гидрогеологического районирования территории и примыкающих областей Малого Кавказа. Из существующих схем районирования территории республики следует отметить работы В. А. Аветисяна и А. А. Тер-Мартirosяна (1958), А. А. Тер-Мартirosяна (1960), Н. И. Долухановой и Н. И. Толстихина (1957).

В основу гидрогеологического районирования нами положен геоструктурный принцип, как наиболее полно отражающий гидродинамические и гидрохимические условия протекания гидрогеологических процессов как на современном этапе развития земной коры, так и в предшествующих. Данный принцип районирования позволяет проследить ход влияния различных факторов природной обстановки на формирование подземных вод и полнее оценить перспективы их народнохозяйственного использования.

Тектонический режим последних этапов развития Малого Кавказа характеризуется подвижностью земной коры с дифференциацией разнозначных движений, приведших к формированию современного структурного плана (А. А. Габриелян, 1964). Последний характеризуется отсутствием типичных платформенных и геосинклинальных структур, которые Н. И. Толстихин, Г. Н. Каменский и И. К. Зайцев (1955—1960) рекомендуют использовать в качестве главных структурных элементов гидрогеологического районирования.

* Имеются в виду появившиеся в последние годы в литературе работы по гидрогеологии горноскладчатых территорий Азербайджана, Грузии, Средней Азии, Урала и др.

Б. Б. Митграц и Н. И. Толстихин (1961) наиболее крупным подразделением при гидрогеологическом районировании предлагают единицу первого порядка — «естественную гидрогеологическую структуру или природный резервуар подземных вод». Под естественной гидрогеологической структурой они понимают «геологическую структуру, часть ее или совокупность нескольких структур, объединенных единством условий залегания, накопления, стока и формирования подземных вод в процессе развития земной коры». Гидрогеологические структуры разделяются на два главных типа — гидрогеологические массивы и артезианские бассейны.

С целью выделения естественных гидрогеологических структур автором и Г. В. Гарбузяном (1967) на геологической основе А. Т. Асланяна и А. Т. Вегуни (1966) составлен ряд региональных геолого-гидрогеологических разрезов с показом мощного осадочного чехла (в среднем 4—5 км) и палеозойского фундамента (при этом были использованы данные глубокого бурения до 3 км), а морфология кровли палеозойского фундамента дана по Т. Н. Сироткиной (1967), которая для уточнения локальных особенностей гравитационных полей подвергла обработке на счетно-вычислительной машине гравиметрические материалы Э. Б. Аджимамудова, М. Л. Костанян, Л. К. Татевосян, И. О. Циммельзона, Н. В. Монинной и Р. А. Фатахова (1964—1965), с плотностной характеристикой палеозойских пород $\delta = 2,75 \pm 0,09$ г/см³.

Для продолжения разрезов по примыкающим районам Малого Кавказа (Азербайджанская ССР, Грузинская ССР и Нахичеванская АССР) использован ряд геологических и тектонических карт, составленных К. Н. Паффенгольцем, М. М. Алиевым, Ш. А. Азизбековым, В. Е. Хаиным, Э. Ш. Шихалибейли, П. А. Гамкрелидзе, Д. А. Булейшвили, Г. Е. Гуджабидзе, В. Я. Эдилишвили (1954—1961).

На основе региональных разрезов, а также использования тектонических карт А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, К. Н. Паффенгольца, Е. Е. Милановского, Дж. А. Оганесяна, К. А. Мкртчяна, А. Р. Арутюняна и других составлена рабочая схема структурного районирования, явившаяся основой схемы гидрогеологического районирования (фиг. 1). На схеме гидрогеологического районирования выделяются три структуры первого порядка: Армянский прогиб (I), Складчатая область (II) и Куринский прогиб (III), имеющие общекавказское простираие. Граница между структурами первого порядка — Армянским прогибом (I) и Складчатой областью (II) проводится по контакту между слабодислоцированными образованиями верхнего олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена с более древними, сильно дислоцированными породами. Этот региональный контакт соответствует началу верхнеальпийского этапа складчатости, когда территория Малого Кавказа вовлекается в общее поднятие, знаменующее начало континентального этапа развития с характерными неотектоническими движениями, пе-

рестранвающими существовавший до этого структурный план. С общим поднятием малокавказского сооружения формируются основные черты современного высокогорного рельефа Складчатой области (II) и верхнеальпийские прогибы (Армянский прогиб, выполненный молас-



Фиг. 1. 1 — Армянский прогиб (I). 2 — Складчатая область (II). 3 — Куринский прогиб (III). 4 — Границы между структурами первого порядка.

совыми и соленосными-песчанистыми формациями с характерной интенсивной вулканической деятельностью). Граница между структурами первого порядка в ряде мест фиксируется по линиям разломов или флексур. Граница между Складчатой областью (II) и Куринский прогибом (III) проводится по контакту пород юры и мела, где общекавказского простиранья палеозой-юрская система антиклинориев (Локский, Чатындагский, Шамшадино-Шамхорский) своими северо-восточными, сложенными уже меловыми породами, крыльями пологой моноклиналью спускается к р. Кура, слагая борт обширного Куринского межгорного прогиба.

Из выделенных естественных структур Армянский прогиб (I) представляет сложный артезианский бассейн первого порядка, составленный из системы артезианских бассейнов высших порядков, разделяющихся отдельными выступами (зачастую погруженными) па-

леозойского фундамента или других древних пород. Другая структура — Складчатая область (II) соответствует сложному гидрогеологическому массиву, а третья — Куринский прогиб (III) является сложным артезианским бассейном первого порядка, причем в пределах республики бассейн представлен своим юго-западным крылом, рассматриваемым как артезианский склон.

Кроме геоструктурных условий каждая из выделенных трех естественно-гидрогеологических структур характеризуется рядом особенностей геоморфологии, геологического строения, истории геологического развития, гидрографии.

Интересны гидрогеологические особенности Армянского прогиба — сложного артезианского бассейна первого порядка. Бассейн имеет этажное строение; верхний этаж представлен лавами и озерными образованиями, слагающими покров — Армянское вулканическое нагорье и размещенные в его депрессиях межгорные котловины; нижний сложен мощным осадочно-вулканогенным чехлом, покоящемся на палеозойском фундаменте. Их разделяет региональный водоупор — сарматская глинистая толща.

Верхний этаж в силу хорошей водопроницаемости слагающих пород и высокого положения отдельных его участков (Аракатский массив, Гегамское, Сюникское и другие вулканические нагорья) является зоной активного водообмена с накоплением и стоком подземных вод (при преобладании подземного стока над поверхностным) от высоко-размещенных областей к низким и вмещает грунтовые и напорные воды (последние преимущественно в межгорных котловинах) с преобладающим гидрокарбонатно-кальциевым типом вод, при минерализации до 1 г/л и температуре до 20°C.

Гидродинамические условия нижнего этажа характеризуются застойным режимом, слабой водообильностью вмещающих пород (связанной с уплотнением водовмещающих пород) с характерными солеными (минерализация 1—35 г/л, тип — хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый) и рассольными (минерализация больше 35 г/л, тип — хлоридно-натриевый) термальными подземными водами.

В Складчатой области — сложном гидрогеологическом массиве первого порядка — вследствие приподнятости формирующих рельеф образований и их слабой водопроницаемости, подземные воды циркулируют в верхней трещиноватой зоне, а отдельные артезианские бассейны массива в силу интенсивной дислоцированности и слабой водопроницаемости слагающих пород содержат ограниченные ресурсы подземных вод.

Выделенные на схеме гидрогеологические районы характерны как для вод верхнего, так и нижнего гидродинамических этажей, так как они оба подчинены закону вертикальной зональности подземных вод с характерными для каждого этажа закономерностями. Так, если для вод верхнего гидродинамического этажа характерно формирование вод

в тесной зависимости от физико-географических условий (характер рельефа, его гипсометрия, степень увлажнения), литологических особенностей территории, то для вод нижнего гидродинамического этажа влияние физико-географических факторов сильно ослабевает и в формировании вод наибольшее значение приобретают геологические структуры и литолого-петрографический состав водовмещающей среды.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 13.II.1968.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958.
2. Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне. Межд. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геол. Изд. «Недра», 1964.
3. Долуханова Н. И., Толстихин Н. И. Схема структурно-гидрогеологического районирования Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, том XX, № 5—6, 1967.
4. Зайцев И. К. и Толстихин Н. И. Основные черты гидрогеологии СССР. Проблемы гидрогеологии. Доклады к собранию международной ассоциации гидрогеологов. Госгеолтехиздат. М., 1960.
5. Каменский Т. Н. Принципы гидрогеологического районирования СССР. Сб. «Вопросы изучения подземных вод и инженерногеологических процессов». Изд. АН СССР, М., 1955.
6. Митгарц Б. Б., Толстихин Н. И. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. ВСЕГЕИ, Л., 1961.

Х. К. ТИГРАНЯН

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ДЕКАДНЫХ РАСХОДОВ ПОЛОВОДНОГО ПЕРИОДА ПО РЕКАМ АРМЯНСКОЙ ССР

Для построения схематизированных гидрографов половодий по теоретическим схемам разные авторы — Кочерин Д. И. [2], Огиевский А. В. [4], Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. [3], Алексеев Г. А. [1], Соколовский Д. Л. [5] и др. предложили различные формулы.

Форма гидрографа половодья обычно имеет криволинейный вид, который характеризуется подъемом (T_n), спадом (T_c) и максимальным значением притока (Q_m). Форма ветви подъема в большинстве случаев имеет вид выпуклой кривой, а ветви спада — слабо вогнутой кривой. Первое теоретическое выражение дано Д. И. Кочериным, который расчетные графики притока схематизировал тремя возможными формами: треугольник, трапеция и криволинейный график с выпуклой ветвью подъема, отвечающий кривым распределения Пирсона типа III или V.

Д. Л. Соколовским предложен вид гидрографа параболической формы, который образуется двумя вогнутыми ветвями парабол.

Треугольная форма в зоне нарастания половодья обычно не охватывает всего стока, оставляя вне учета выпуклую часть графика притока. Она хорошо отражает характер лишь ливневого паводка.

Трапециондальная форма отражает только характер снегового половодья.

В случае гидрографа параболической формы, максимальное значение бытового расхода имеет нулевую продолжительность, что не позволяет применять его при схематизации графиков снеговых половодий. Обе параболы, составляющие гидрограф, в верхней части существенно отклоняются от действительной кривой притока.

Во многих случаях наблюдаемое в природе соотношение удается удовлетворительно выразить путем придания гидрографам очертаний, соответствующих уравнению биномиальной кривой распределения вероятностей.

Эти кривые обладают формами, хорошо передающими общий характер изменения расхода воды рек во время половодий и паводков. В начале подъема расход воды возрастает медленно, затем интенсивность приращения постепенно увеличивается у вершин, сначала быстро, затем постепенно замедляется.

Более совершенные формы гидрографов, близкие к естественным, предложили Г. А. Алексеев и С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель.

Асимметричная кривая, предложенная Г. А. Алексеевым, выражается уравнением

$$y = 10^{\frac{(1-x)^2}{x}}$$

где $y = \frac{Q}{Q_m}$ — бытовой расход, в долях от максимального его значения.

$x = \frac{t}{T_n}$ — время, считая от начала половодья, в долях от продолжительности подъема волны.

$\rho = f(\lambda)$ — параметр, зависящий от коэффициента формы гидрографа, имеющего значение $\lambda = \frac{Q_m \cdot T_n}{\Sigma Q}$.

ΣQ — объем половодного стока.

Кривая гидрографа асимметричной формы, предложенная С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем, является биномиальной кривой Пирсона типа III.

$$Q = Q_m \left(\frac{t}{T_n} e^{1 - \frac{t}{T_n}} \right)^n,$$

где Q и t — текущие координаты расхода воды и времени.

Q_m — максимальный расход воды.

T_n — продолжительность подъема волны.

e — основание натуральных логарифмов.

n — параметр, характеризующий форму гидрографа, т. е. соотношение между объемом половодья (W) и максимальным расходом воды (Q_m). Связь этого параметра с указанными характеристиками выражается уравнением:

$$\frac{W}{Q_m \cdot T_n} = \frac{e^n \cdot \Gamma(n+1)}{n^{n+1}}$$

здесь $\Gamma(n+1)$ — гамма функция Эйлера.

Преимущество этой кривой заключается в том, что она близка к очертанию естественного гидрографа. Такая форма гидрографа применима как для ливневых, так и для снеговых половодий. Эта кривая по своему очертанию очень похожа на предыдущую.

Выбор той или иной кривой зависит от того, какое половодье она должна характеризовать.

Во время анализа были сопоставлены отдельно все перечисленные кривые с фактическими гидрографами рек Армянской ССР. Подводя итоги, пришли к выводу, что биномиальная кривая, предложенная С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем, близка к очертанию гидрографов рек Армянской ССР и как аналитическое выражение кривой вполне приемлема. Поэтому нашли целесообразным применять ее для определения декадных расходов половодного периода.

Очертание биномиальной кривой исчерпывающе определяется тремя параметрами: объемом половодья (W), максимальным расходом воды (Q_m) и длительностью периода подъема (T_n). Эти 3 характеристики определяются по данным наблюдений на изученных реках.

Общий вид уравнения следующий:

$$Q = Q_m \left(\frac{t}{T_n} e^{1 - \frac{t}{T_n}} \right)^n = \frac{Q_m \cdot e^n}{T_n^n} \cdot t^n e^{-\frac{n}{T_n} t} \quad (1)$$

Обозначая постоянную часть через $A = \frac{Q_m e^n}{T_n^n}$, получим $Q = A t^n e^{-\frac{n}{T_n} t}$.

Для наших расчетов некоторые параметры этого уравнения переименованы.

W — объем весенне-летнего половодья.

Q_m — максимальный декадный расход.

$Q = Q_t$ — величины текущих декадных расходов.

t — номера декад.

Поскольку биномиальная кривая выражает только поверхностную часть гидрографа (без подземной части), то окончательное значение этих параметров примет следующий вид:

$$W = W_{\text{пов.}} = W_{\text{пол.}} - W_{\text{под.}} \quad (2)$$

где $W_{\text{пов.}}$ — объем поверхностной части половодья.

$W_{\text{пол.}}$ — общий объем половодья.

$W_{\text{под.}}$ — объем подземной части половодья.

В свою очередь $W_{\text{под.}}$ определяется:

$$W_{\text{под.}} = Q_{\text{под.}} \cdot T_{\text{пр.}} \quad (3)$$

где $Q_{\text{под.}}$ — величина расхода предыдущей декады начала половодья.

$T_{\text{пр.}}$ — общая продолжительность половодья, которая определяется по формуле [6].

$$T_{\text{пр.}} = \left[t_{\text{нач.}} + \sum_{i=1}^n (H_i - H_{i-1}) \frac{1}{V_i} \right] m \cdot k. \quad (4)$$

Максимальный декадный расход поверхностной части гидрографа будет:

$$Q_m = Q_{\text{пов.}} - Q_{\text{под.}}$$

После подставления новых обозначений параметров в формулу (1), получим

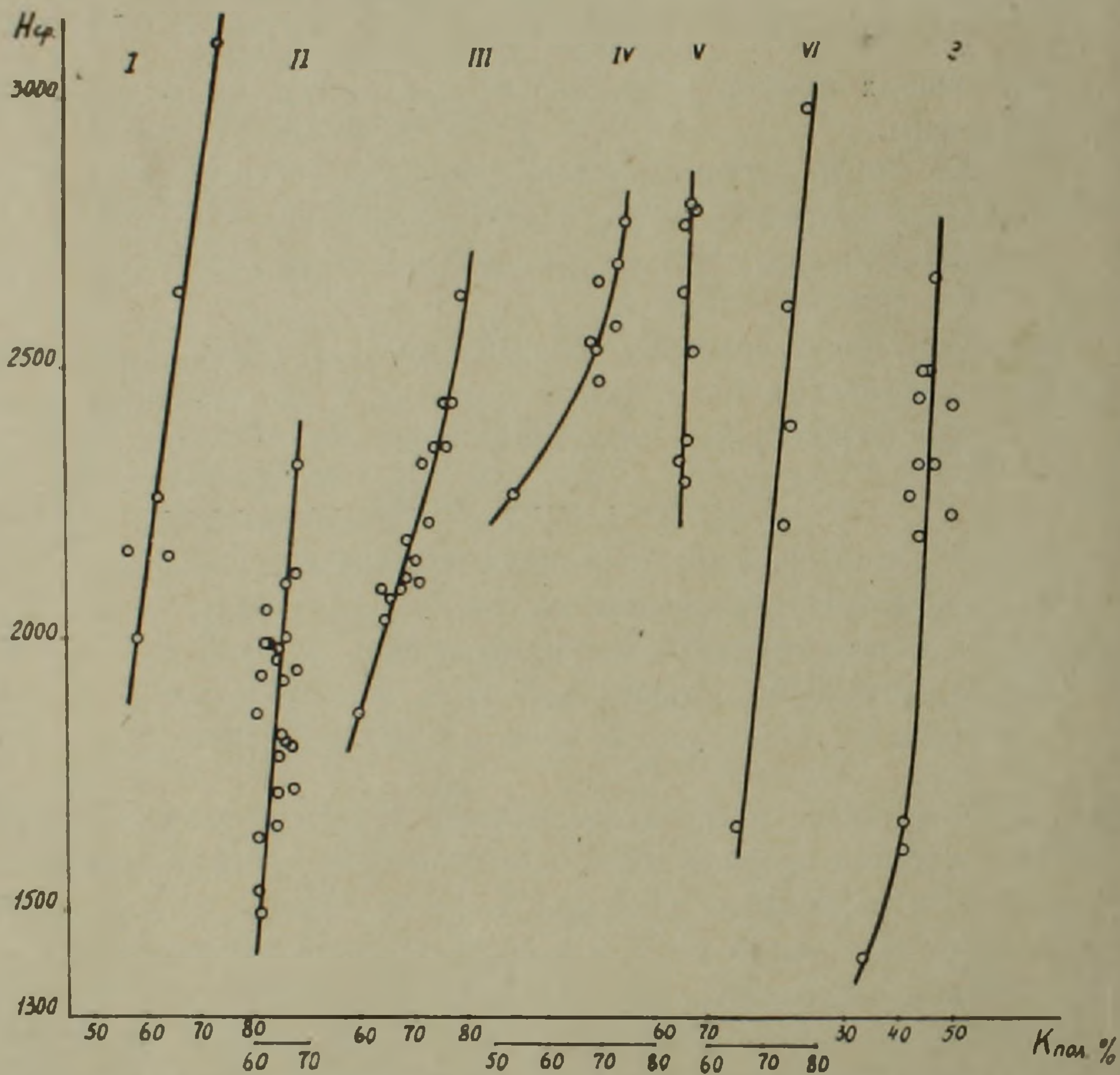
$$Q_t = \frac{Q_{\text{пов.}} \cdot e^n}{T_n^n} \cdot t^n e^{-\frac{n}{T_n} t} + Q_{\text{под.}} \quad (5)$$

Чтобы определить декадные расходы половодного периода неизученных створов, необходимо, с помощью фактических данных, устано-

вить зависимости для отдельных параметров формулы [5]. К таким параметрам относятся:

$$W_{\text{пов.}}, W_{\text{пол.}}, Q_{\text{пов.}}, n, Q_{\text{под.}}$$

Для всех расчетных постов (79) подсчитаны объемы половодий ($W_{\text{пол.}}$). После чего, определяя их доли от годового ($K_{\text{пол.}} \%$), построены кривые связи $K_{\text{пол.}} \% = f(H_{\text{ср.}})$ (фиг. 1). Как видно из фиг. 1, при подвижных сезонах эти связи получаются более тесными, чем при постоянных сезонах, так как для каждого поста учитывается настоящий объем половодья.

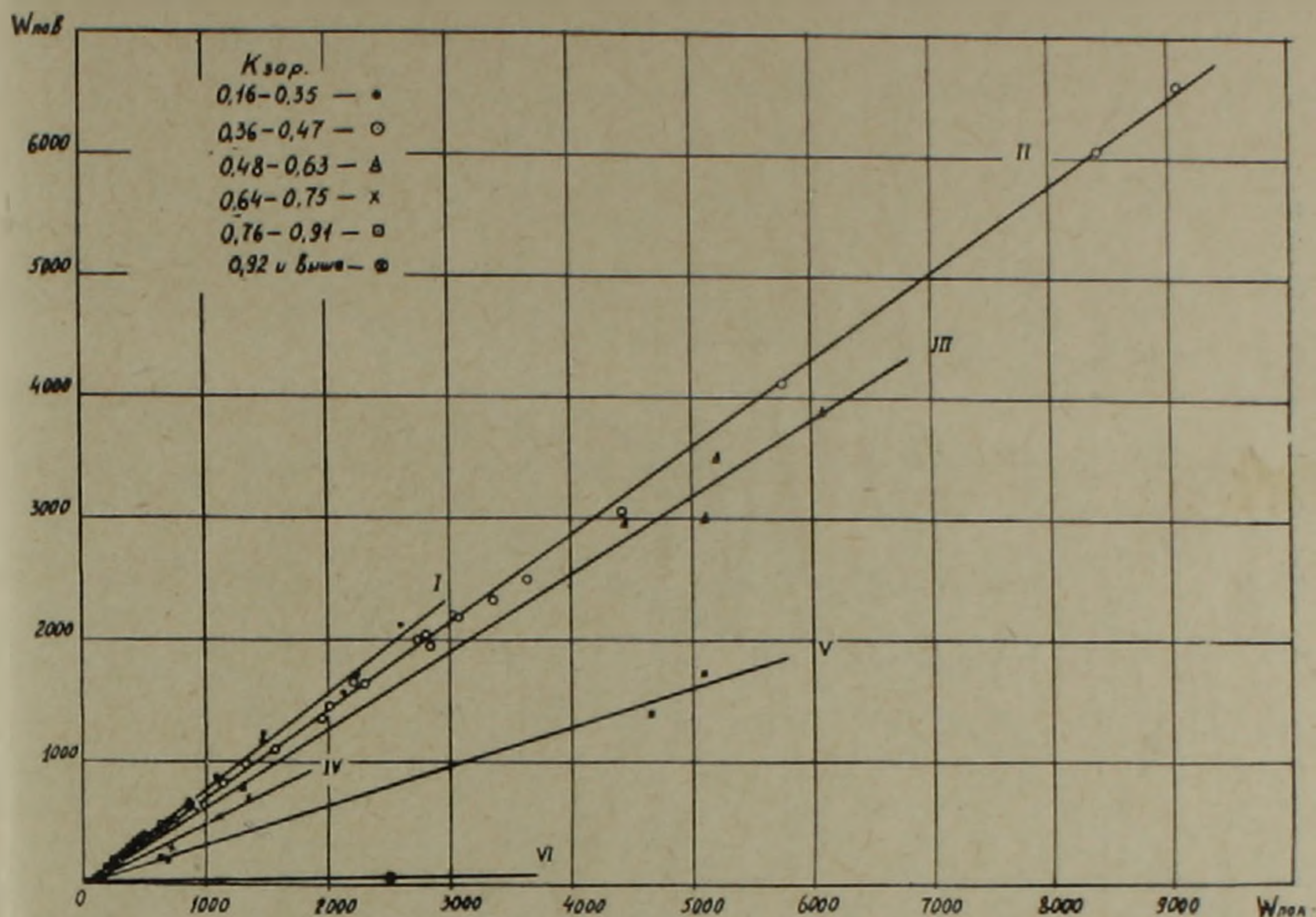


Фиг. 1. Кривые зависимости $K_{\text{пол.}}$ от средней высоты водосбора.

Вид кривых такой же, как при постоянных сезонах, но надо отметить, что здесь подрайоны не выделяются. Северная часть республики, как показывает кривая связи, выражается одной кривой, а р. Воротан и верхнюю часть р. Арпа целесообразно рассматривать как отдельный район. Итак, кривых получается семь.

Для определения поверхностного объема половодья ($W_{\text{пов.}}$), мы попытались увязать его с общим объемом половодья ($W_{\text{пол.}}$). Как видно из фиг. 2 существует очень хорошая связь. Полученные ветви показывают, что они зависят от коэффициента естественной зарегулированности

($K_{зар. \tau}$). Аналитическое выражение этих ветвей приводится в таблице 1. Как видно из фиг. 2, чем больше $K_{зар.}$, тем эти ветви приближаются к оси абсцисс и, наоборот, чем меньше $K_{зар.}$, тем ближе они к оси ординат.



Фиг. 2. Связи между поверхностным и общим объемом половодья.

Таблица 1
Зависимость между поверхностным и общим объемами половодья при разных значениях $K_{зар.}$

Ветви	$K_{зар.}$	$W_{пов.}$
I	0,16—0,35	$=0,785 W_{пол.}$
II	0,36—0,47	$0,705 W_{пол.}$
III	0,48—0,63	$0,635 W_{пол.}$
IV	0,64—0,75	$0,484 W_{пол.}$
V	0,76—0,91	$0,325 W_{пол.}$
VI	0,92 и выше	$0,02 W_{пол.}$

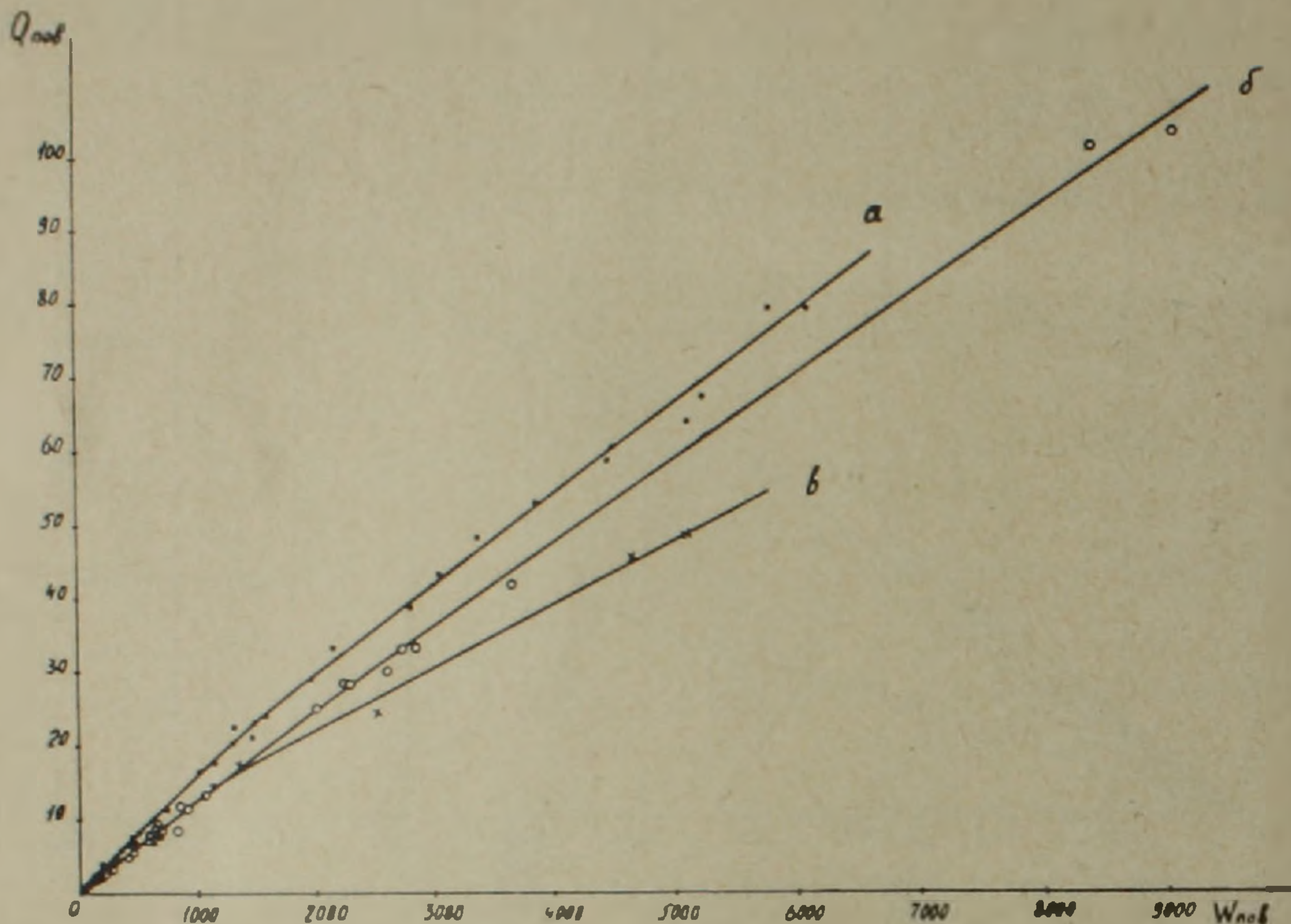
Предельные значения этих связей — это оси координат, так как $K_{зар.}$ колеблется от 0 до 1.

Если $K=1$, это значит, что имеем чисто родниковую воду, где исключается влияние половодья. А когда $K=0$, имеем суходолы, где кроме половодного периода в остальное время года в водотоке не бывает воды.

Имея значения общего и поверхностного объемов половодья, легко можно получить величину объема подземной части половодья из выражения (2): $W_{под.} = W_{пол.} - W_{пов.}$

После определения $W_{\text{пол.}}$, по формуле (3) находим величину $Q_{\text{пол.}}$.

Следующий параметр формулы (5), это поверхностный максимальный расход ($Q_{\text{пов.}}$), для определения которого построена связь $Q_{\text{пов.}} = f(W_{\text{пол.}})$. Такая связь существует и, как видно из фиг. 3, она довольно тесная.



Фиг. 3. Связи между максимальным декарным расхоом и поверхностным объемом половодья.

Здесь каждая кривая выражает определенную часть территории Армянской ССР.

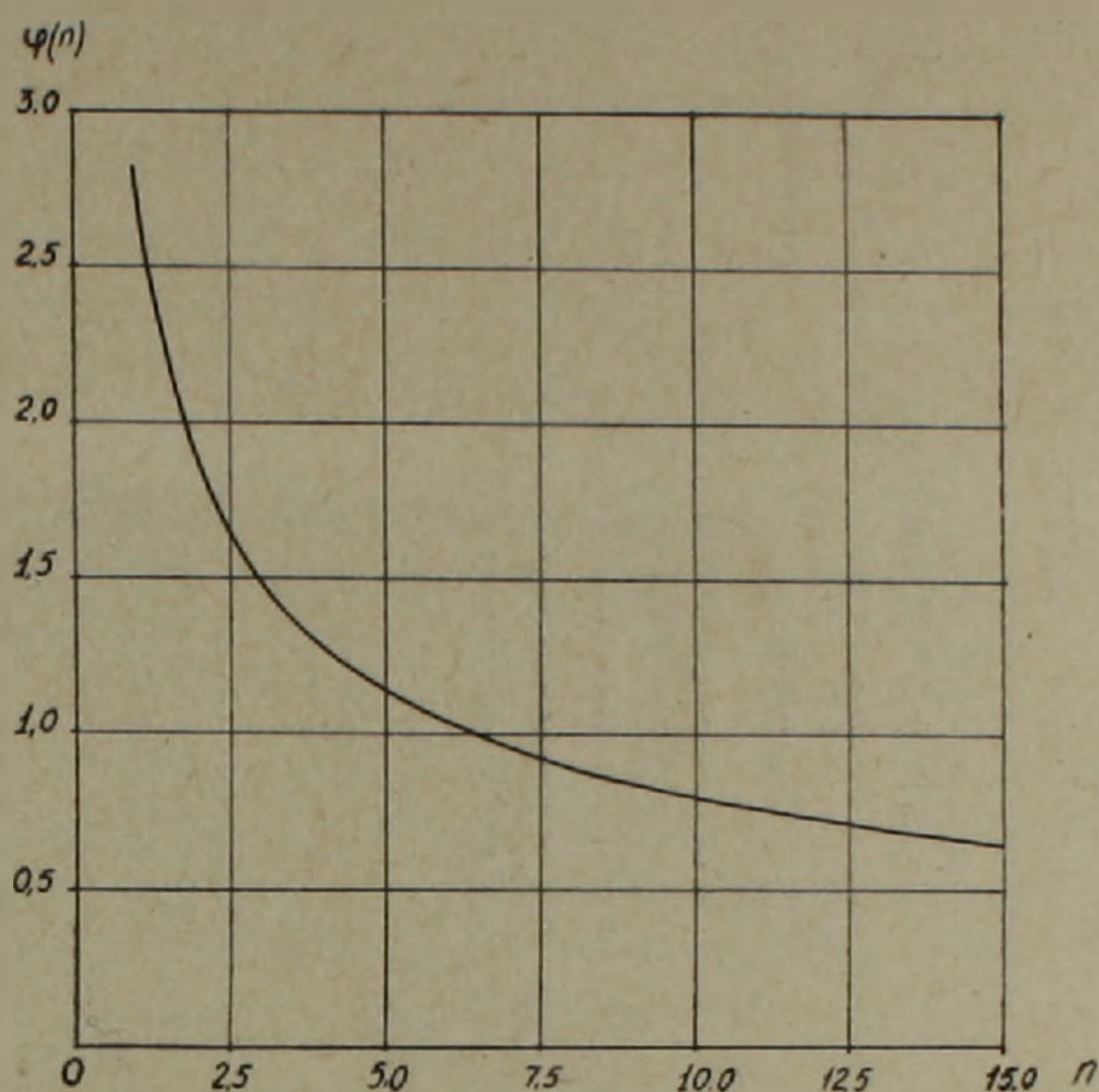
Кривая «б» охватывает северную и южную части республики — бассейны рек II и VI гидрологических районов.

Кривая «а» — остальную часть республики.

Кривая «в» — бассейны рек с большой зарегулированностью ($K_{\text{зар.}} > 0,60$).

Здесь интересно то, что реки северных и южных районов составляют отдельную кривую, хотя они расположены в противоположных частях республики. Эти два района отличаются тем, что первый находится под воздействием влажных воздушных масс, идущих с Черного моря, а второй — с Каспийского моря, они способствуют выпаданию обильных осадков в период снеготаяния, продолжающихся и летом. Благодаря этому объем половодья увеличивается и получается сравнительно большим, чем на реках других районов республики, а максимальный расход, наоборот, сравнительно меньшим. Поэтому кривая «б» лежит ниже кривой «а».

Сильно зарегулированные реки отличаются большим подземным стоком и весьма слабо выраженным максимумом поэтому их кривая занимает самое нижнее место.



Фиг. 4. Кривая $n = \varphi(n)$.

Параметр n можно определить из кривой, изображенной на фиг. 4, по функции: $\varphi(n) = \frac{e^n \cdot \Gamma(n+1)}{n^{n+1}}$.

После установления величин $Q_{\text{пов.}}$ и $W_{\text{пов.}}$, из выражения $\varphi(n) = \frac{W_{\text{пов.}}}{Q_m \cdot T_n}$ находим значение $\varphi(n)$ и по нему, из кривой $n = \varphi(n)$ берем соответствующие значения n .

Таким образом, нахождение всех этих параметров дает нам возможность определить величины декадных расходов половодного периода по формуле (5) для неизученных створов. Однако, полученные результаты показывают, что не всегда теоретическая кривая половодья обеспечивает нужную точность. В начале половодья, обычно, первые декадные расходы получаются меньше фактических, к пику они становятся равными, во время спада — справа идут близко к фактическим, а потом уменьшаются, или увеличиваются.

Для того, чтобы расчетные данные расходов были близки к фактическим, мы постарались ввести в формулу (5) поправочный коэффициент (λ).

Итак, окончательный вид расчетной формулы (5) будет:

$$Q_t = \left(\frac{Q_{\text{пов.}} \cdot e^n}{T_n^n} \cdot t^n \cdot e^{-\frac{nt}{T_n}} + Q_{\text{под.}} \right) \cdot \lambda. \quad (6)$$

Величины λ даются для каждого значения продолжительности подъема половодья (T_n), которые приведены в таблице 2.

Таблица 2

Величина λ при разных продолжительностях подъема половодья

$T_n = 8$	$T_n = 7$	$T_n = 6$			$T_n = 5$		$T_n = 4$		$T_n = 3$
		а	б	в	а	б	а	б	
0,95									
1,37	1,09								
1,59	1,31	1,44	1,06	1,37					
1,45	1,47	1,66	1,09	1,34	1,12	1,39			
1,10	1,24	1,30	1,11	1,17	1,14	1,16	1,53	0,98	
0,92	1,01	1,06	0,96	1,06	0,93	0,90	0,98	1,02	0,68
0,85	0,99	1,01	0,89	1,01	0,93	1,02	0,99	0,97	0,92
0,89	1,0	0,98	1,01	1,04	0,99	1,08	1,07	1,01	1,00
0,90	0,97	0,99	0,99	1,00	0,95	1,02	1,00	0,97	0,99
1,02	0,96	0,92	0,95	0,99	0,95	0,94	1,06	1,03	1,17
1,09	0,93	0,92	1,03	1,09	0,94	0,97	0,97	1,10	1,21
1,19	0,95	0,90	1,05	1,04	0,95	0,95	0,94	1,26	1,19
1,21	0,96	0,91	1,09	1,15	0,98	0,96	0,85	1,35	1,20
1,21	0,97	0,90	1,12	1,08	0,95	0,94	0,90	1,34	1,17
	0,91	1,00	1,12		1,02	0,98	0,73	1,30	1,17
								1,25	1,15

Как видно из таблицы 2, значение λ дается по районам, при $T_n = 6, 5, 4$.

$$T_n = 6$$

«а» — относится к части республики южнее бассейна р. Воротан.

«б» — к р. Памбак до впадения р. Дзорагет и к бассейну р. Раздан.

«в» — к остальной части республики.

$$T_n = 5$$

«а» — к бассейнам р. Раздан и оз. Севан.

«б» — к остальной части республики.

$$T_n = 4$$

«а» — к бассейну оз. Севан.

«б» — к остальной части республики.

Таким образом, определение декадных расходов половодного периода для неизученных створов по формуле (6) дает приемлемые результаты.

Резюмируя вышеизложенное, можно прийти к следующим выводам:

1. Очертание формы гидрографа половодного периода рек Армянской ССР можно выразить с помощью уравнения асимметричных биномиальных кривых.

2. Очертание биномиальной кривой определяется объемом половодья ($W_{\text{пов.}}$), максимальным расходом воды (Q_m) и длительностью периода подъема (T_n).

3 При подвижных сезонах связь $K_{\text{пол.}} \% = f(H_{\text{ср.}})$ получается очень тесная. По величинам этих связей территория Арм. ССР разбита на 6 гидрологических районов.

4. Между поверхностным и общим объемам половодья существует прямолинейная связь, которая зависит от коэффициента естественной зарегулированности стока. При экстремумах $K'_{\text{зар.}}$ эта связь стремится к оси координат.

Ереванский Политехнический институт

Поступила 21.XI.1967.

Խ. Ղ. ՏԻԴՐԱՆՅԱՆ

ՎԱՐԱՐՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՇՐՋԱՆԻ ՏԱՍՆՈՐՅԱԿԱՅԻՆ ԵԼՔԵՐԻ ՀԱՇՎՄԱՆ ՄԵԹՈԴԸ ԸՍՏ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԵՏԵՐԻ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Այս աշխատանքի նպատակն է, տեսական հավասարումների միջոցով արտահայտել հոսքի ներսեզոնային բաշխումը ըստ տասնօրյակների: Սա հնարավոր է միայն վարարման ժամանակաշրջանի համար, բանի որ նրա հիդրոգրաֆի տեսքը նման է գոյություն ունեցող մաթեմատիկական արտահայտություններին:

Հայկական ՍՍՀ գետերի վարարման հիդրոգրաֆի տեսքը բավարար ձևով արտահայտվում է ասիմետրիկ բինոմիալ կորերի հավասարումների օգնությամբ: Այդ տեսակետից լավ արդյունքներ է տալիս Ս. Ն. Կրիցկու և Մ. Ֆ. Սենկելի կողմից առաջարկված ասիմետրիկ կորի հավասարումը, որը իրենից ներկայացնում է Պիրսոնի 3-րդ տիպի կոր:

Այս տիպի կորերը որոշվում են վարարման ծավալի (W), մաքսիմում ելքի (Q_m) և վարարման վերելքի տևողության միջոցով (T_n):

Մեր կողմից ընդունված հաշվային բանաձևը որոշ ձևափոխություններից հետո ունի հետևյալ տեսքը.

$$Q_t = \left(\frac{Q_{\text{пов.}} \cdot e^n}{T_n^n} \cdot t^n \cdot e^{-\frac{nt}{T_n}} + Q_{\text{под.}} \right) \cdot \lambda, \text{ որտեղ}$$

- Q_t — ընթացիկ տասնօրյակային ելքի մեծությունն է,
- $Q_{\text{пов.}}$ — մակերևութային մաքսիմում տասնօրյակային ելքը,
- T_n — վարարման վերելքի տևողությունը,
- t — տասնօրյակների համարը,
- $Q_{\text{под.}}$ — վարարման սկզբին նախորդող տասնօրյակի ելքի մեծությունը,
- n — պարամետր, որը բնորոշում է հիդրոգրաֆի ձևը, այսինքն վարարման ծավալի և մաքսիմում ելքի հարաբերությունը,
- λ — ուղղման գործակից, որը կախված է T_n -ի մեծությունից,
- e — բնական լոգարիթմների հիմքը:

Զուսումնասիրված գետերի տարբեր կտրվածքներում տասնօրյակային ելքերի մեծությունը որոշելու համար անհրաժեշտ է իմանալ այս բանաձևի

մեջ մտնող անդամների մեծությունները: Այդ նպատակով կառուցված են առանձին պարամետրների միջև կապի կորեր:

Վարարման ծավալի և ավազանի միջին բարձրության կապերի միջոցով $K_{\text{բառ.}} \cdot 0/0 = f(H_{\text{բ.}})$, Հայկական ՍՍՀ տերիտորիան բաժանված է 6 հիդրոլոգիական շրջանների:

Վարարման մակերևույթային և ընդհանուր ծավալների միջև գոյություն ունի ուղղագծային կապ, որը կախված է հոսքի բնական կարգավորվածության, գործակցից ($K_{\text{զար.}}$).

$K_{\text{զար.}}$ -ը փոփոխվում է 0-ից 1, իսկ այդ կապի սահմանային արժեքները ձգտում են կորդինատների առանցքներին:

Հավ կապ գոյություն ունի վարարման մակերևույթային ծավալի և տասնորյակային մաքսիմում ելքի միջև:

Այս կապերից որոշված պարամետրների միջոցով հաշվային բանաձևերով արար ճշտությամբ տալիս է տասնորյակային ելքերի մեծությունները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алексеев Г. А. К вопросу о выборе формулы для оценки вероятности речного стока. Сборник работ по гидрологии, ГГИ, Л., № 2, 1956.
2. Кочерин Д. И. Вопросы инженерной гидрологии, М.—Л., 1932.
3. Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Водохозяйственные расчеты. Л., 1952.
4. Огневский А. В. Обобщенные гидрографы для расчета фигуры паводка. Гидротехническое строительство, № 8, 1947.
5. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометиздат, Л., 1959.
6. Тигранян Х. К. Определение продолжительности половодья горных рек на примере рек Арм. ССР и методика ее расчета. Сборник научных трудов ЕрПИ, том 24, серия Строительство и архитектура, выпуск 2, 1967.

О. А. АЗЕРНИКОВА

ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДОСТАВА НА ОЗЕРЕ СЕВАН И ВОЗМОЖНАЯ ЕГО ПОВТОРЯЕМОСТЬ В ДАЛЬНЕЙШЕМ

Озеро Севан принадлежит к числу крупнейших высокогорных озер мира. Оно расположено на высоте около 1900 м над уровнем моря. Климат Севанской котловины достаточно суров, и ежегодно у берегов озера, а иногда и в его открытой части появляется лед. И все же случаи полного замерзания озера (ледостава) до недавнего времени были очень редки и повторялись примерно раз в пятнадцать лет.

Однако, начиная с конца 40-х годов, озеро начало замерзать гораздо чаще — через два-три года.

Эта резкая перемена в ледовом режиме оз. Севан совпала с его спуском. Дело в том, что, начиная с 1937 г., уровень оз. Севан постепенно понижается в связи с использованием его вод в энергетическом хозяйстве Армении. К 1965 году уровень оз. Севан понизился на 16,4 м, а его объем уменьшился на 39%. Естественно было бы предположить, что именно это обстоятельство повлекло за собой учащение ледоставов на озере, как следствие изменения его теплового режима. Долгое время так и полагали, поскольку специальные исследования этого явления отсутствовали. Однако, значительные нарушения биологических процессов в озере в связи с учащением ледоставов (цикличности и степени развития планктона, размножения, роста и миграции некоторых рыб) вызвали необходимость серьезного исследования этого явления и возможностей его предсказания. В данной работе излагаются результаты этого исследования.

Для выяснения причин ледообразования на оз. Севан нами рассматриваются как влияние метеорологических условий, так и роль изменения глубин озера, связанного с его спуском.

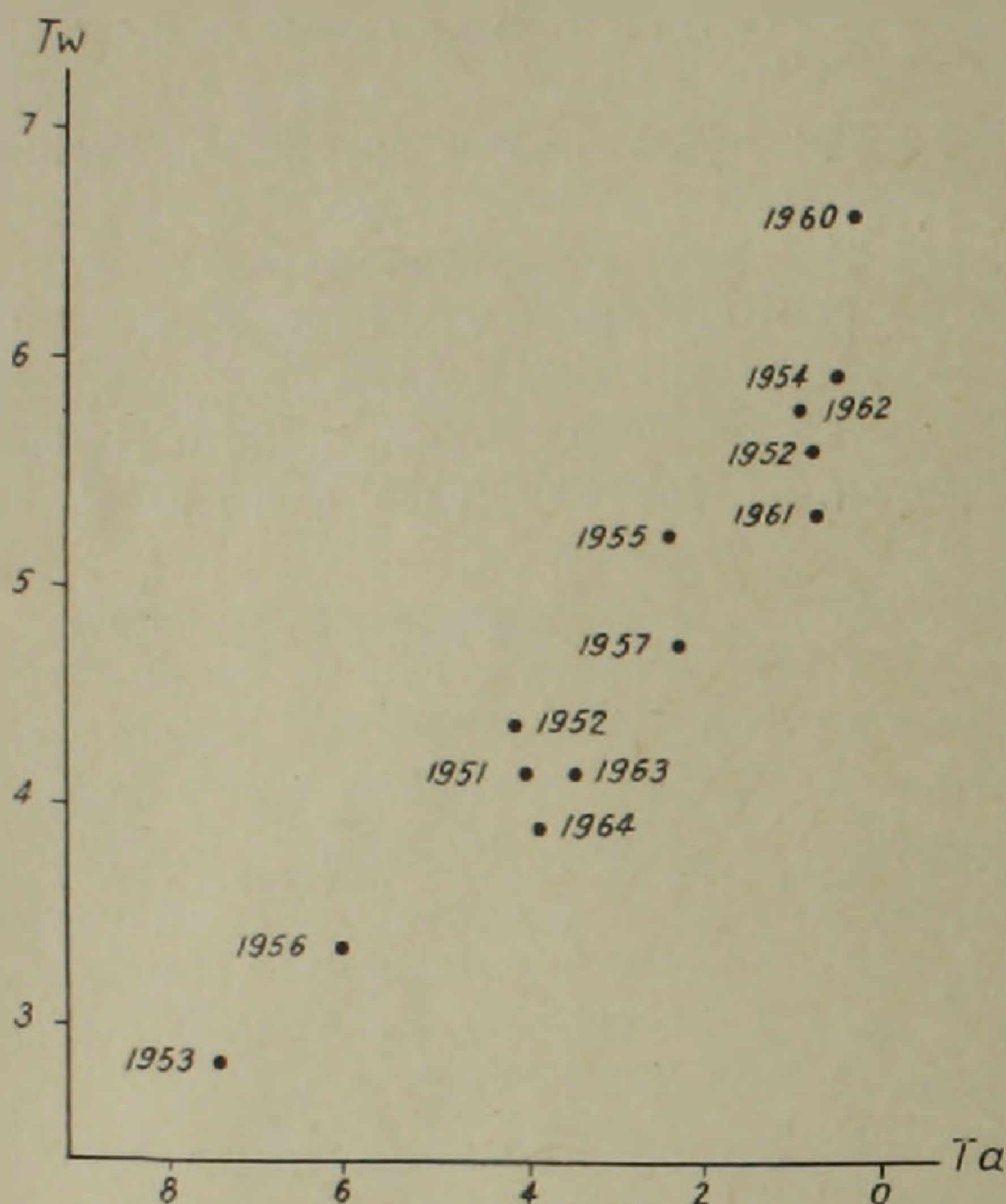
Как показатель условий охлаждения водоема обычно применяются значения температуры воздуха в период охлаждения (фиг. 1).

Учитывая, что неподвижный* лед на Севане образуется к февралю (6, 7), степень охлаждения озера характеризовалась средней температурой воздуха за декабрь, январь и февраль (по наблюдениям на ГМС «Севан — остров»; ряд наблюдений был удлинен до 1890 г. по сведениям других станций).

Анализ показал, что озеро покрывалось неподвижным льдом в том случае, когда средняя температура воздуха с декабря по февраль не превышала — 5°,6С (при многолетних изменениях этой величины от

* Исследуются те случаи, когда неподвижный лед устанавливался на длительный срок — более месяца.

—1° до —7,4°C). Однако, в некоторые зимы, такие же холодные, как и в годы ледостава, полного замерзания озера не наблюдалось. Следовательно, для полного замерзания озера интенсивное охлаждение есть условие необходимое, но не достаточное.



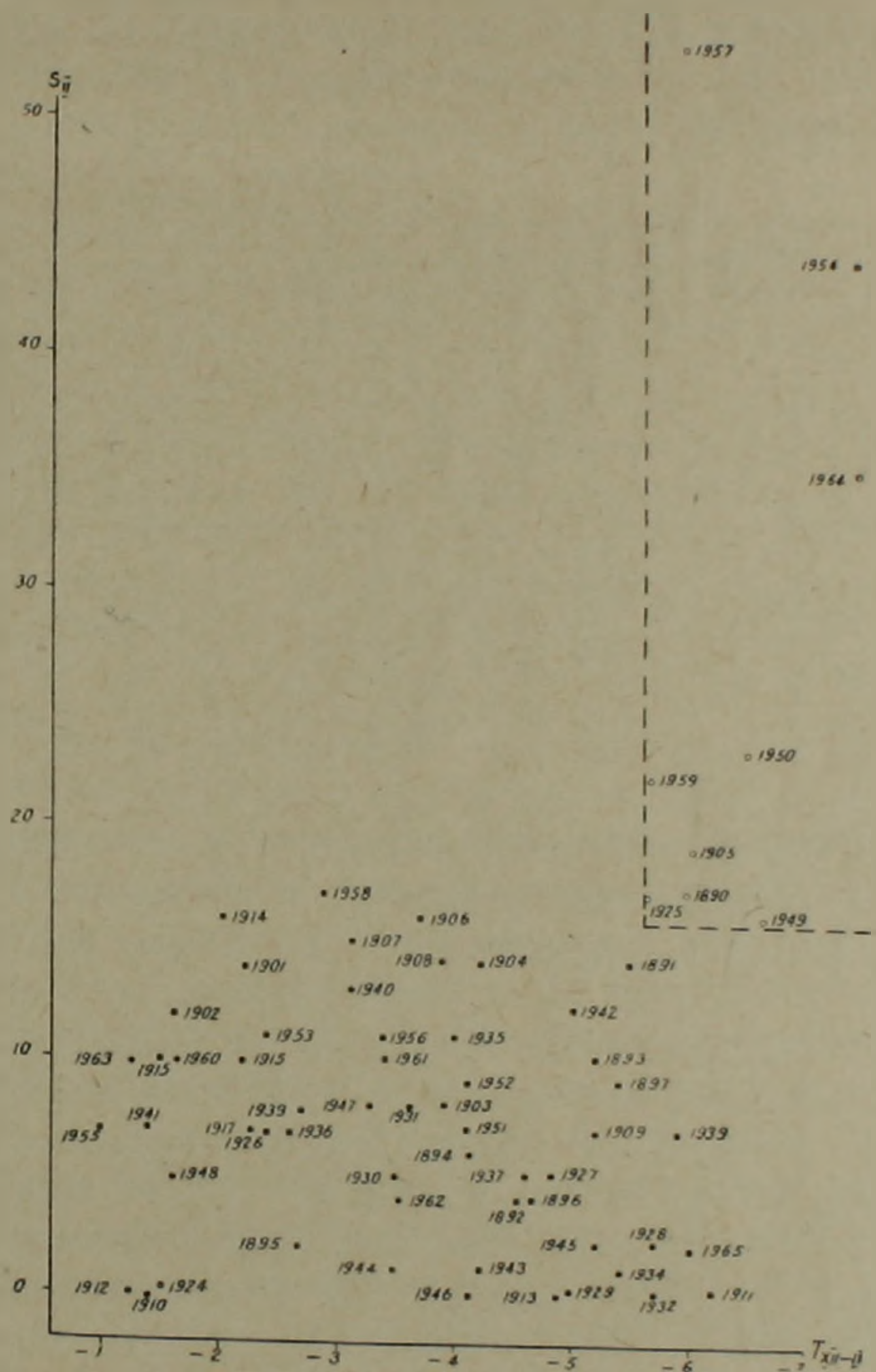
Фиг. 1. Связь между температурой воды (T_w) и воздуха (T_a) на озере Севан в декабре.

Как известно, ледообразование в пресных относительно глубоких водоемах начинается при температуре воды выше 0°C в ее толще и даже в поверхностном слое. Наблюдения на Севане в глубоководных районах, непосредственно перед ледоставом и сразу после вскрытия, также ни разу не зафиксировали температуру ниже 0°C. Следовательно, ледообразование начинается с охлаждением до 0°C тонкой поверхностной пленки воды. Молекулярная теплопроводность воды очень мала, а конвективное перемешивание прекращается уже при 4°C. Единственный путь отепления поверхностной пленки — это ветровое перемешивание. Следовательно, второе условие для образования ледостава — это достаточно продолжительная безветренная погода, которая способствует переохлаждению поверхностной водной пленки и сохранению новообразовавшегося неподвижного льда.

За показатель безветрия на Севане было принято количество случаев затишья. Оказалось, что в годы ледостава штилевая погода в феврале отмечалась не менее 16 раз (при четырехсрочных метеона-

блюдениях). Продолжительность безветрия составляла, следовательно, около 96 часов и более, при многолетних колебаниях от 0 до 330 часов.

На фиг. 2 белыми кружками отмечены годы ледостава и погодные условия, при которых он устанавливался. Как видим, все эти случаи группируются в одной «погодной области», а именно, в неперменном сочетании холода и безветрия. При отсутствии одного из этих условий ледостав не образовывался ни разу за весь 76-летний период.



Фиг. 2. T_{XII-I} — средняя температура воздуха за декабрь, январь и февраль, S_{II} — число случаев штиля в феврале. В 1959 г., как исключение, в связи с поздним ледоставом, указано число штилей в начале марта. Пунктиром выделены условия образования ледостава.

Даже поверхностный анализ графика (фиг. 2) заставляет отказаться от версии исключительного влияния изменения глубины озера на его замерзание. Если бы ледоставы в последние годы были обусловлены только его спуском, то они устанавливались бы и в менее суровую зиму. Между тем, наоборот, ледостав образуется в условиях еще более суровых и безветренных зим, чем это было раньше. А

учащение таких зим отнюдь не является локальной особенностью района оз. Севан.

В табл. 1 приводятся данные о повторяемости особо холодных и безветренных зим на оз. Севан, в Ереване и в Мегри. «Холодными» в Ереване и на оз. Севан условно приняты зимы, когда средняя температура воздуха в декабре-феврале не превышает $-5^{\circ},6\text{C}$. В Мегри, где климат значительно теплее, «холодный» считается зима с отрицательной температурой воздуха. Под «безветренными» подразумеваются зимы, когда продолжительность штилей в феврале на оз. Севан составляет не менее 96 часов, в Ереване — 240 ч., в Мегри — 300 ч.

Таблица 1

Годы	Повторяемость (%) холодных зим			Повторяемость (%) безветренных зим			Повторяемость ледостава на оз. Севан	Повторяемость особо холодных лет в Баренцевом море	Средние числа Вольфа
	Севан— остров	Ереван	Мегри	Севан— остров	Ереван	Мегри			
1834—1889	—	—	—	—	—	—	7	—	41
1890—1927	17	23	—	17	25	—	9	67	39
1928—1948	15	19	5	0	14	43	0	57	52
1949—1964	38	31	27	38	38	52	38	50	86

Все три станции значительно разнятся по климатическим условиям, т. к. расположены на разной высоте. И тем не менее во всех этих районах повторяемость холодных и безветренных зим за последние 15 лет намного больше, чем за предшествовавшие три десятилетия, так же, как и повторяемость ледоставов на оз. Севан. Следует особо подчеркнуть, что общего похолодания отнюдь не произошло. Климатические нормы остались прежними. Все дело в том, что увеличилась вариабельность погодных характеристик. За последние 15 лет велика не только повторяемость очень холодных зим, но и повторяемость исключительно теплых, таких, какие раньше составляли редкое исключение (например, зимы 1952/1953, 1954/55, 1959/60, 1962/63 гг.).

На современном этапе гидрометеорологические процессы испытывают резкие колебания не только в Закавказье, но и на всем земном шаре. 50-е годы и начало 60-х характерны необычайно бурной, контрастной погодой, которая, охватив северное и южное полушария, вызвала многочисленные бедствия. Достаточно упомянуть наводнения, вызванные исключительно обильными осадками в Индии, США, Бразилии и даже в таких «сухих» странах, как Иран и Афганистан, рекордные по силе ураганы в Тихом океане и Атлантике, необычные похолодания на юге и потепления на севере.

Гелиогеофизики связывают это с деятельностью Солнца [10]. Известно, что максимум последнего 11-летнего цикла солнечной актив-

ности совпал с вершиной ее векового цикла, и активность Солнца на этом последнем этапе была особенно велика. Из табл. 1, где приводятся значения чисел Вольфа видно, что за последние 15 лет они возрастают почти вдвое по сравнению с предшествующим периодом.

Особенно наглядно эта закономерность видна в табл. 2, где числа Вольфа и повторяемость ледостава на оз. Севан приводятся по двенадцати естественным циклам солнечной активности длительностью 8—13 лет (так называемые 11-летние циклы). Начало каждого цикла приурочено к эпохе максимума активности, даты которых известны [10].

Таблица 2

Годы солнечных циклов	Средние числа Вольфа	Повторяемость ледоставов на оз. Севан, %	Годы солнечных циклов	Средние числа Вольфа	Повторяемость ледоставов на оз. Севан, %
1837—1847	61	9	1907—1916	30	9
1848—1859	54	0	1917—1927	48	18
1860—1869	49	10	1928—1936	38	0
1870—1882	50	8	1937—1946	61	0
1883—1893	39	9	1947—1956	80	30
1894—1906	27	8	1957—1964	107	38

Как видно из табл. 2, средние числа Вольфа* на протяжении 10 циклов (до 1947 г.) изменялись в пределах 30—61, в последние же два цикла они возросли до 80—107. Соответственно, повторяемость ледоставов на оз. Севан в первые 10 циклов, охватывающих 110 лет, колебалась преимущественно от 0 до 10% (только в одном цикле — 18%), а в последние два цикла она возросла до 30—38%.

Климат и погода Земли связаны с деятельностью Солнца через общую циркуляцию атмосферы. С увеличением солнечной активности оживляется атмосферная циркуляция [4]. Усиливается междуширотный воздухообмен. Встреча теплых и холодных воздушных масс, в свою очередь, создает бурную циклоническую деятельность, контрасты погоды, метеорологические катастрофы.

По-видимому, частое замерзание оз. Севан в последние годы тоже следует отнести к разряду климатических аномалий, обусловленных деятельностью Солнца. Подтверждением такой гипотезы служит сравнение динамики ледового режима оз. Севан и полярных морей. В табл. 1 указана частота оболедевитых лет** в Баренцевом море. Как видим, колебания ледовитости в Баренцевом море и на оз. Севан хронологически противоположны. Усиление междуширотного обмена.

* Среднегодовые числа Вольфа до 1959 г. заимствованы из работы М. С. Эйгенсона [10], а за более поздние годы рассчитаны по сведениям из бюллетеней „Солнечные данные“.

** Годы, когда льды покрывали более 65% площади моря.

усилившее в последние годы затопки холода в Закавказье, одновременно способствовало выносу тепла в Арктику и, как следствие, понижению ее ледовитости. Что же касается связи ледовитости полярных морей с активностью Солнца, то она подтверждается всеми многочисленными исследованиями от трудов В. Ю. Визе до новейших работ.

Рассмотрим вопрос, насколько существенным для замерзания озера могло оказаться уменьшение его глубины в результате спуска. Чтобы количественно оценить этот эффект, было рассчитано, по методу Д. Г. Шуляковского [8, 9], время начала ледообразования на озере при современных глубинах и тех, которые имели место до спуска.

В общем виде сущность метода выражается неравенством:

$$\alpha_n v_n \leq -B_n \quad (1)$$

где v_n — температура воды, средняя в толще в момент n ,

α_n — коэффициент подачи тепла из толщи воды к поверхности,

B_n — теплоотдача водной поверхности.

Физический смысл неравенства заключается в том, что ледообразование становится возможным в момент, когда теплоотдача с поверхности воды (правая часть неравенства) оказывается больше притока тепла, направленного к поверхности воды из глубины (левая часть неравенства), при $v_{\text{поверх}} = 0$.

Уменьшение глубины озера ускоряет процесс ледообразования, главным образом, из-за ускорения теплоотдачи водной массы.

Таким образом, следует сперва установить, как меняется по мере охлаждения температура воды в озере (v_n) при современных глубинах и как бы она менялась при его прежней глубине.

Расчет этот производится по формуле:

$$v_n = v_{0e}^{-na_0} + \left[\bar{\theta} + \frac{d}{k} + \frac{(\alpha + k) \cdot q}{\alpha k} \right] \cdot (1 - e^{-na_0}), \quad (2)$$

где

$$a_0 = \frac{\alpha k}{(\alpha + k) h c_p}$$

v_0 — начальная температура воды,

e — основание натуральных логарифмов,

n — число суток от начала расчета до момента n ,

α — коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела «вода — воздух»,

k — коэффициент теплообмен между водой и воздухом,

h — средняя глубина,

d — удельный теплообмен при температуре воздуха, равной температуре воды,

c_p — объемная теплоемкость воды,

$\bar{\theta}$ — средняя температура воздуха за расчетный период,

q — удельный русловый теплоприход.

Формула (2) получена для водоемов, перемешивание в которых достигает дна. Хотя оз. Севан — водоем, относительно глубоководный (максимальная глубина более 70 м, средняя — около 30 м), однако состояние, близкое к гомотермии весной и осенью, указывает на наличие перемешивания его вод по всей толще. Формула (2), следовательно, остается правомочной для расчетов в условиях оз. Севан.

В качестве конкретных условий для расчета температуры воды и сроков ледообразования были приняты условия четырех зим: 1954/1955, 1958/1959, 1963/1964 и 1964/1965 гг. Все эти зимы существенно различаются по условиям выхолаживания. Зима 1963/1964 гг. была одной из самых суровых на оз. Севан и сопровождалась ледоставом. Зимой 1958/1959 гг. озеро также покрывалось неподвижным льдом, но зима была теплее, чем зима 1963/1964 гг. Следующая зима 1964/1965 гг. была достаточно холодной, но ледостава на озере не было. И наконец, зима 1954/1955 гг. была одной из самых теплых за последние 76 лет.

Понижение температуры в каждую из этих зим рассчитывалось как для реальных глубин, так и для той, которая была в озере до спуска.

Гидрометеорологические данные для расчета были приняты по наблюдениям береговых гидрометстанций на оз. Севан. Методически расчет проведен в соответствии с имеющимся руководством [8].

За начальный момент расчета принято 30 ноября. Средняя температура воды определялась по глубоководным данным с учетом объема вод каждой зоны, по способу, предложенному М. М. Айнбундом [1].

В табл. 3 приводятся результаты расчета температуры по формуле

Таблица 3

Г о д ы	1954/55	1958/59	1963/64	1964/65
Снижение уровня озера (м)	8,58	12,11	16,02	16,44
Малый Севан				
Расчетная температура (°С) воды для реальных глубин	3,99	2,30	1,74	1,52
Фактическая температура	3,95	2,14	1,70	1,66
Ошибка расчета	+0,04	+0,16	+0,04	—0,14
Расчетная температура для прежней глубины озера	4,38	2,90	2,60	2,42
Изменение температуры за счет уменьшения глубин	—0,43	—0,76	—0,90	—0,76
Большой Севан				
Расчетная температура (°С) воды для реальных глубин	4,10	2,39	1,54	1,22
Фактическая температура	3,93	2,61	1,70	1,21
Ошибка расчета	+0,17	—0,22	—0,16	+0,01
Расчетная температура для прежней глубины озера	4,49	3,20	3,45	2,94
Изменение температуры за счет уменьшения глубин	—0,56	—0,59	—1,75	—1,73

(2) для конкретных гидрометеорологических условий четырех зим, к 1 февраля, в реальных современных глубинах и для той глубины, которая была до начала спуска вод.

Из табл. 3 видно, что расчетные значения температуры воды хорошо совпадают с фактическими. Это дает основание полагать, что и расчет фиктивной температуры воды для доспусковой глубины озера тоже достаточно точен.

Сравнение температур показывает, что с понижением уровня озера на 8 м температура воды к началу февраля уменьшилась на $0^{\circ},6\text{C}$ по сравнению с той, которая имела бы место при тех же гидрометеорологических условиях, но при прежней, доспусковой глубине озера. С дальнейшим понижением уровня до 16 м это уменьшение температуры достигло $0^{\circ},9$ в Малом Севане и $1^{\circ},7$ в Большом Севане.

Теперь, имея данные об охлаждении вод оз. Севан в разных условиях, можно определить и сроки ледообразования в современный и доспусковой период. Дата начала ледообразования рассчитывается по неравенству (1). Результаты расчета приводятся в табл. 4.

Таблица 4

	1954/55	1958/59	1963/64	1964/65
Малый Севан				
Дата появления льда в реальных условиях	льда нет	17/II	26/I	15/II
Дата появления льда при прежней глубине	льда нет	26/II	5/II	30/II
Большой Севан				
Дата появления льда в реальных условиях	льда нет	17/II	23/I	30/I
Дата появления льда при прежней глубине	льда нет	25/II	5/II	17/II

Таким образом, в открытой части озера, даже в самую суровую зиму и при современных глубинах, лед появляется не ранее, чем в конце января. В особенно теплые зимы лед не появляется совсем.

Далее, если бы глубина озера была равна доспусковой, то лед в условиях рассматриваемых зим появился бы на 8—18 дней позже, чем теперь.

Приходится констатировать, что до сих пор более раннее появление плавучего льда на озере, по сравнению с прошлым, не было первопричиной учащения ледоставов. В этом убеждает анализ графика замерзания (фиг. 2): если бы уровень озера оставался неизменным, то оно все равно бы замерзало в те же самые годы, что и после спуска. В период понижения уровня озеро ни разу не замерзало при отсутствии условий, вызывавших ледостав в доспусковой период. Все равно без штилевой погоды новообразовавшийся лед не мог бы превратиться в ледостав.

Так было до сих пор. Можно ли, однако, утверждать, что при дальнейшем спуске озера не проявится эффект уменьшения глубины? Это-

го полагать не следует. До сих пор оз. Севан замерзает сравнительно редко, потому что по своему термическому состоянию оно бывает подготовлено к ледообразованию не ранее, чем в феврале или в самом конце января (речь идет об открытом озере, а не о прибрежной части). Если в феврале не бывает безветренной погоды, ледостав уже не образуется — в марте наступает потепление. Однако, уже в настоящее время, в связи с понижением глубин, озеро бывает готово к замерзанию на 15—18 дней раньше, чем до спуска. Если спустить озеро еще на 5—6 м, новый лед станет появляться уже на 20—25 дней раньше. Следовательно, если озеро, готовое к замерзанию, попадет в условия штиля уже в январе, то ледостав, безусловно, образуется.

Таким образом, при дальнейшем спуске озера вероятность его полного замерзания увеличивается в значительной степени.

Попытка предсказания повторяемости ледоставов на оз. Севан может быть сделана при условии, что спуск озера будет приостановлен на отметке 20 м, как это сейчас планируется. В этом случае можно считать, что в дальнейшем, как и до сих пор, ледостав будет определяться, в первую очередь, климатическими условиями, т. е. той же погодной областью, которая выделяется на графике замерзания (фиг. 2). Иначе говоря, будем считать, что повторяемость ледостава попрежнему будет определяться повторяемостью холодных и безветренных зим, которая, в свою очередь, зависит от глобальных изменений климата.

Как сказано выше, последний 11-летний цикл (№ 19) солнечной активности проходил на очень высоком уровне, т. к. совпал с вершиной векового цикла. Последний максимум (1957 г.) характеризовался числом Вольфа $W_{\max} = 190$. Следующий максимум солнечной активности, (цикл № 20), будет значительно ниже, с числами Вольфа от 48 до 100, по прогнозу разных авторов [2, 5]. Такой же невысокий ожидается солнечная активность и в последующем цикле № 21 [3, 5]. Среднегодовые числа Вольфа, если учесть прогнозы максимумов, будут, видимо, в пределах 30—50, т. е. такими же, как в период 1834—1948 гг.

На основании этого можно предполагать, что в ближайшие 20 лет повторяемость ледостава на оз. Севан будет значительно меньше, чем это было за последние 15 лет. Подчеркиваем при этом, что так можно полагать лишь в том случае, если спуск озера будет приостановлен в ближайшие годы.

Օ. Ա. ԱԶԵՐԻԿՈՎԱ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՍԱՌՑԱՊԱՏՄԱՆ ԿԱԶՄԱՎՈՐՈՒՄԸ ԵՎ ՆՐԱ ԿՐԿՆՈՒՄՆԵՐԻ
ԿԱՆԽԱԳՈՒՇԱԿՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկվում են վերջին տարիների ընթացքում հաճախակի դարձած Սևանա լճի սառցապատման պատճառները: Որոշված են օդերևութաբանական պայմանների և լճի խորության աղդեցությունները սառցապատման առաջացման վրա և պարզված է կլիմայական փոփոխությունների որոշիչ գերը: Սևանա լճի սառցապատման հաճախականության և արեգակնային ակտիվության միջև հայտնաբերված կապի հիման վրա կանխագուշակություն է արվում, որ հաջորդ 20 տարիների ընթացքում սառցապատումները կնվազեն, եթե միայն դադարեցվի լճի մակարդակի իջեցումը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Айнбунд М. М. К вопросу о термическом режиме озера Севан. Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме. Т. I, Изд. АН Арм. ССР, 1961.
2. Безрукова А. Я. Прогнозы чисел Вольфа в четных и нечетных 11-летних циклах солнечной активности. Солнечные данные, № 11, 1959.
3. Бонов А. Д. Относительно векового цикла солнечной активности. Солнечные данные, № 3, АН СССР, 1964.
4. Вительс Л. А. Магнитные бури как солнечный репер атмосферной циркуляции. Бюллетень комиссии по исследованию Солнца, № 1 (15), 1949.
5. Витинский Ю. И. О возможных параметрах 20-го и 21-го солнечных циклов. Солнечные данные, № 1, АН СССР, 1961.
6. Гидрогеологический ежегодник, т. 3, вып. 2—5, 1941—1962.
7. Марков Е. С. Озеро Гокча. СПб, 1911.
8. Руководство по гидрологическим прогнозам, вып. 4 (ред. Л. Г. Шуляковского) ГИМИЗ, Л., 1963.
9. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. ГИМИЗ, М., 1960.
10. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. ГИМИЗ, Л., 1963.

И. В. ЕГИАЗАРОВ

СЕЛЕВЫЕ ПАВОДКИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ РАСЧЕТА И МОДЕЛИРОВАНИЯ

1. Какие паводки являются селевыми?

Вопросы классификации селей уже не могут вызывать споров. Деление на структурные, связные, реологические потоки и на турбулентные, подчиненные законам Ньютона, уже не вызывает сомнений и принято всеми.

Катастрофические паводки явление редкое. Но и среди этих редких явлений паводки, вызывающие структурные потоки, еще более редки, т. к. могут возникать только в таких бассейнах, где велика глинистая составляющая твердого стока (грязевая мелкозернистая составляющая 20—30%; содержание коллоидных частиц 2—6% [1]; когда образующаяся подвижная масса содержит очень мало воды (12—15%), причем воды не свободной, как это обычно для поровой воды наносных русел, а воды, сдерживаемой молекулярными силами воды связной.

В таких паводках твердая составляющая ок. 85% по весу является активной, несущей, и благодаря своему большому объемному весу (γ_c больше 2,0 и $\rho' < 0,30$) способна нести во взвешенном состоянии крупные тяжелые каменные включения. Если твердая составляющая $\rho'' = 85\%$, то

$$\gamma_c = \gamma_g / \gamma_n (1 - \rho'') + \rho'' = 2,15 \text{ и } \rho' = \frac{\gamma_g - \gamma_c}{\gamma_c} = 0,25.$$

Такая масса, за исключением своей лобовой части (при распространении по суку), в своем ядре не имеет перемешивания и ведет себя реологически. Не растекается, не образует веерообразного конуса выноса, а распространяется языком, не распластываясь. С уменьшением уклона русла эта масса замедляет свое движение и останавливается, застывает как лавовый поток.

Такая селевая масса не размывает своего ложа, а образует глинистую смазку, градиентный слой, над которым движется основное ядро этого структурного потока.

Условия для создания мощных структурных потоков в природе очень редки и встречаются в СССР только на юго-восточном склоне Кавказского хребта (рр. Дуруджа, Кишчай и др.). Менее мощные такие потоки создаются более часто при образовании оплывин на очень больших уклонах (например притоки лога Кокчека, который является притоком Б. Алмаатинки; оплывины в вер-

ховьях В. Алмаатинки, выше озера). При выходе таких оплывин в основное русло со значительно меньшим уклоном, такая масса быстро застывает, но ее поверхностный слой может сноситься турбулентным потоком основного русла и покрывать его поверхность массой, относительно богатой глинистыми частицами, как это наблюдается в логе Кок-Чека.

Мощных структурных селевых потоков, таких как Дуруджа и Киш-чай не наблюдалось ни в одной из горных республик Кавказа, Ср. Азии, Крыма, Карпат; не наблюдается и в Грузии на юго-западных склонах Кавказского хребта.

2. Какие турбулентные паводки являются селевыми?

Если весовая концентрация твердых частиц составляет не 85%, а 60%, то $\gamma_s = 1,6$, т. е. взвешивающая способность, определяемая величиной $\rho' = 0,7$ хотя и значительно больше, чем для чистой воды ($\rho' = 1,7$), но значительно меньше, чем для структурного потока. Даже при содержании очень небольшого количества глинистых частиц, большая часть 40% содержания воды является свободной. Такой поток несмотря на 60% твердой составляющей растекается, его ширина определяется берегами русла, и конус выноса является веерообразным. Такой поток размывает свое русло, и переносит крупные каменные и песчаные включения скачкообразно, сальтацией, благодаря подъемной силе, вырывающей зерна из русла и лобовой силе, переносящей их; в соответствии с сальтацией частиц и турбулентной пульсацией скоростей потока, частицы находятся в непрерывном обмене с дном русла.

Такой поток даже при твердой составляющей в 60% по весу, является турбулентным, и подчиняется законам Ньютоновских жидкостей, а не законам реологическим, т. к. имеет большую свободную водную составляющую, и т. к. активной несущей средой является вода, а не твердая масса. Изложенное относится и к потоку, несущему широкую по крупности смесь наносов по руслу.

Для однородных по крупности наносов Бегнольд показал [2], что уже при $\rho'' = 0,25—0,30$ турбулентные пульсации исчезают, но зернистая среда остается диспергированной, т. к. касательные напряжения зернистой среды во много раз больше касательных напряжений жидкой среды; при $\rho'' = 0,57$ зернистая среда образовала затор и ее движение останавливалось. Для неоднородных наносов с мелкими фракциями это состояние достигается при значительно больших величинах ρ'' , при большом содержании и глины, и при $\rho'' = 0,85—0,90$, когда вода остается в молекулярно связанном состоянии.

Является ли такой турбулентный паводок селевым?

Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо определить условия, при которых может образоваться столь высокое содержание (концентрация) твердой компоненты, как 60%. А это зависит от избытка влекущей мощности потска и от условий, ее определяющих (см. § 3).

Наносы, несомые реками, делятся на русловые, такие, которые находятся при движении потока в непрерывном обмене с дном русла, причем как влекаемые в придонном слое и вырывающиеся сальтацией так и взвешиваемые турбулентной пульсацией, за исключением нерусловых наносов ($< 0,05$ мм), которые не находятся в обмене с руслом и создаются склоновым смывом, которые зависят не от русловых условий, а от площади бассейна, интенсивности ливня и наличия на склонах мелких фракций, и переносятся в русле транзитом.

Эти нерусловые наносы могут создавать с водой довольно густую суспензию, концентрация которой, складываясь с концентрацией взвешиваемых в русле мелких фракций, увеличивает удельный вес с наносонесущей жидкой массы — суспензии, уменьшает $\rho' = \frac{\gamma_g - \gamma_c}{\gamma_c}$, т. е. уменьшает вес перемещаемых потоком более крупных, сальтирующих частиц и облегчает их перемещение.

Взвешиваемые русловые наносы определяются зависимостью d взвешиваемое $= \varphi(v_x/\sigma_\infty)$, где $v_x = \sqrt{gRI}$, а σ_∞ является гидравлической крупностью свободного падения и зависит от размера частиц и от коэффициента лобового сопротивления, который тем больше, чем мельче частицы. При $v_x/\sigma_\infty = 5-7$ практически получается полное взвешивание. Частичное взвешивание определяется кривой $d = \rho(v_x/\sigma_\infty)$ (3—4).

§ 3. Избыток влекающей мощности потока и образование самоотмостки русла

Как показано Егнazarовым [5—8] модуль концентрации русловых наносов $p''/\sqrt{I}$ как влекаемых в придонной зоне, так и взвешенных, за исключением нерусловых, транзитных наносов ($< 0,05$ мм), определяется избытком мощности потока N (т. е. энергией в единицу времени) над мощностью сопротивления русла N_0 , т. е. величиной

$$\frac{p''}{\sqrt{I}} = K \left[\frac{N}{N_0} - 1 \right]. \quad (1)$$

Следовательно, модель концентрации определяется обобщенным критерием подвижности наносов

$$\frac{N}{N_0} = \frac{\tau(p)}{\tau_\infty} \frac{R'I}{f_0 \rho' d_{50}}, \quad (2)$$

где K — универсальный безразмерный коэффициент $= 0,15$ (может рассматриваться как коэффициент полезного действия); $\tau(p)/\tau_\infty$ — отношение скорости естественного падения частиц к скорости свободного падения, которое для частиц крупностью больше 5 мм практически равно единице; R' доля гидравлического радиуса потока, участвующая в транспорте наносов (при безгрядовом русле $R' = R$, т. е. пол- Известия, XXI, 4—6

ному гидравлическому радиусу русла; это случай горных и селевых потоков); I — уклон практически равномерного потока, ρ' — было определено выше; d_{50} — медианная крупность смеси наносов, находящихся в движении при заданном расходе воды Q_l ; f_0 — коэффициент сопротивления размываемого русла; для однородных по крупности наносов больших 5 мм:

$$f_0 = \frac{\tau_0}{(\gamma_g - \gamma) d} = 0,06 = \text{constant}, \quad (3)$$

где τ_0 — касательное напряжение потока в условиях трогания (параметр Шильдса), а для реального случая неоднородных наносов

$$f_0 = \frac{0,06 \Phi / C_x}{\left(\lg 19 \frac{d_l}{d} \right)^2} \quad (4)$$

(параметр Егiazарова), где комплекс $0,06 \Phi / C_x$ для сферических зерен равен 0,1 [3, 4], т. к. $\Phi = 2/3$, а $C_x = 0,4$, и где d_l — крупность любой фракции в смеси наносов, а d та крупность, которая определяет шероховатость русла, т. е. средне-взвешенная крупность гранулометрического состава с учетом как наносов в движении, так и остающихся неподвижными; для всей смеси наносов отношение $d_l/d = d_{50}/d$ если самоотмостка русла не нарушена (см. ниже), и $d_l/d = d_0/d$ если самоотмостка русла нарушена [3, 4], где

$$d_0 = \frac{Rl}{f_0'}. \quad (5)$$

В критерий подвижности (2) входит относительный удельный вес частиц под водой ρ' , определение которого требует оценки как взвешенных нерусловых наносов, так и взвешиваемых русловых, согласно изложенному в конце § 2.

4. Образование и разрушение отмостки русла

Если русло на рассматриваемом протяжении при неизменном уклоне находится в равновесном состоянии и поток при постоянном расходе воды несет сверху столько же наносов, сколько он может транспортировать на рассматриваемом участке согласно ур. (1), то не будет ни размыва, ни намыва наносов, но в результате сальтации частиц будет происходить равновесный обмен частицами между руслом и потоком; мелкие частицы, которые поддаются взвешиванию турбулентными пульсациями, будут вымываться. Транспортирующая способность потока влекомых и взвешенных наносов, за исключением нерусловых, будет определяться ур. (1).

Но в реальном паводке нет постоянства расхода, а имеется гидрограф паводка, с нарастанием и спадом. Для ливневого паводка, или для паводка, созданного прорывом морен, этот подъем и спад происхо-

дит в течение очень короткого времени, иногда в течение 1—2 часов, и может достичь катастрофических пиковых величин.

Согласно ур. (5) с увеличением R будут возрастать те крупности зерен, которые будут на границе движения (трогание) и все более крупные частицы будут вымываться, а еще более крупные оставаться неподвижными; получится укрупнение поверхностного слоя русла, т. е. образование самоотмостки русла. Именно d_{50} самоотмостки русла определяет транспорт наносов по ур. (1) и (2). Следовательно, с одной стороны вследствие роста R будет увеличиваться транспорт наносов, с другой стороны в результате увеличения d_{50} отмостки этот рост будет ослабляться.

Когда R на подъеме гидрографа настолько велико, что фракции отмостки составляют меньше 10% по гранулометрической кривой, т. е. при $d_0 = d_{90}$ начинается смыв, разрушение отмостки и переход к селевому состоянию потока; а при $d_0 = d_{\max}$ к полному отсутствию затенения, все фракции русла находятся в движении; отмостка разрушена и отношение d_i/d в ур. (4) будет определяться величиной d_0/d .

Происходит резкое уменьшение сопротивления и резкое увеличение концентрации наносов, которое и является переходом к селевому, лавинному, состоянию движения наносов. В ур. (4) величина под логарифмом может уменьшиться во много раз, а квадрат логарифма может уменьшиться в несколько раз.

Для горных и селевых потоков f_0 обычно около 0.02, тогда как для однородных по крупности наносов, т. е. при $d_i = d$, $f_0 = 0.06$; т. е. для селевых потоков, f_0 может быть в три раза меньше и настолько же больше будет критерий подвижности.

Если при этом учесть влияние растущей мутности (суспензии), т. е. уменьшения ρ' , то станет ясным, что переход к селевому потоку является не только количественным, но и качественным.

В зависимости от величин d , d_{50} , $d_{\max}$, образовавшихся в русле перед новым паводком, будет изменяться то d_0 , которое отвечает переходу от неселевого к селевому паводку и то ρ'' , а следовательно и γ_c , которое при этом образуется. Если предыдущая отмостка была слабая, то переход к селевому турбулентному потоку может произойти при значительно меньшем содержании твердой компоненты, чем 60%, и при значительно меньшем γ_c , чем 1.6. Поэтому нельзя величиной этого процента ρ'' и величиной объемного веса γ_c смеси определять переход от неселевого к селевому потоку; этот переход необходимо сделать по расчету, отвечающему условиям данного русла, его уклону и состоянию самоотмостки (как это сделано в [3 и 4] для рр. Каранкуль и Тине).

Все изложенное вносит ясность в теоретически обоснованную классификацию турбулентных паводков с делением их на селевые и неселевые.

Приведенные выше теория и уравнения охватывают как селевые,

так и неселевые потоки; для горных рек исходим из $\sigma(p)/\sigma_\infty = 1$ и из $R' = R$.

Для потоков, не отвечающих этим условиям, необходимо введение влияния скорости стесненного падения зерна и влияние грядообразования, что было выполнено автором [3, 4] для р. Монеикрик и для ирриг. каналов США с переходом к рекам и каналам, несущим мелкие наносы (мельче 1 мм).

Основы изложенной теории опубликованы в [3—10], апробированы 11 и 12 конгрессами МАГИ, в заключении проф. Богарди—Венгрия [11], и в решении специального Комитета Общества ASCE [12].

5. Возможность грядообразования и влияние деградации русла

Сильная деградация русла происходит при поступлении на рассматриваемый участок несколько осветленной или полностью осветленной воды.

Например, верхний участок русла имеет меньший уклон, а нижний участок значительно больший уклон. Тогда верхний участок по ур. (1) и (2) в состоянии транспортировать значительно меньший расход наносов, чем нижний участок.

Следовательно поток с наносами, поступающий на нижний участок, будет иметь концентрацию меньшую, чем поток способен нести на втором участке. Начнется резкий размыв русла и усиленная его деградация.

Еще более резко произойдет такая деградация, если рассматривается русло реки ниже водохранилища.

Как показали опыты Кнороза [13], Магомедовой [14], Комура и Симонса [15] и др., при такой деградации и даже при относительно мелких наносах, происходит грядообразование, но оно быстро затухает, гряды срабатываются и образуется безгрядовое русло. Такое положение характерно и для селевых потоков, которые при росте расхода наносов скачком, в результате срыва отмостки, приводят к резкому увеличению расхода наносов и к деградации русла. Это обстоятельство упрощает селевые расчеты, также как дает возможность при расчете расхода и концентрации наносов исходить не из энергетической концепции $(N - N_0)$, а из силовой концепции $(\tau - \tau_0)$, т. е. считать $\sigma(p)/\sigma_\infty = 1$ и $R' = R$, что нельзя сделать при мелких фракциях и при отсутствии деградации.

Переход к мелким фракциям и к энергетической концепции был опубликован автором в 1956 г. [5], в 1960 г. был принят акад. Бегнольдом [16], а теперь, после 11 и 12 Конгрессов МАГИ (1965 и 1967 гг.), является общепринятым.

6. Влияние гранулометрии русла

Из вышесказанного вытекает большое влияние гранулометрии русла, т. к. проведение расчетов для неселевого турбулентного потока

требует наличия интегральной гранулометрической кривой для рассматриваемого русла при разных расходах паводка, и вместе с тем и гранулометрической кривой для полных отложений русла; для селевого потока требуется только гранулометрическая кривая полных отложений русла.

Анализ большого числа кривых для разных рек (Крошкин [17], Егiazаров [18]) показал, что для их сравнения и типизации необходимо эти интегральные кривые выражать в относительных единицах d_i/d , а не в абсолютных d_i , где, как показал Крошкин, d —средне взвешенное является основной репрезентативной величиной.

Изложенное выше показывает, что основными соотношениями гранулометрических данных являются отношения $d_{\max}/d$ и d_{50}/d , для определения f_0 , величина d_{50} принимается для наносов в движении (абсолютное), для рассматриваемых расходов воды.

Произведенная в первом приближении типизация (для большого числа рек) для наносов в отложениях показала, что можно приближенно принимать $d_{\max}/d \cong 10$. Менее определенным является отношение d_{50}/d , которое в сильной степени зависит от наличия мелких фракций и может колебаться в широких пределах от 0,1 до 0,75, т. к. при малых Q_i , d_0 может быть мало, а d , зависящее как от наносов в движении при заданном Q_i , так и от наносов, остающихся неподвижными, будет, значительно больше, чем d , отвечающее гранулометрической кривой для R .

Этим соотношением d_{50}/d выявляется для неселевых потоков резкое влияние затеняющего действия крупных наносов на мелкие (sheltering effect), т. к. чем меньше d_{50}/d , тем больше f_0 .

Определение абсолютной величины d_{50} для расчета критерия подвижности, может быть, для данного расхода Q и следовательно данного R, I , произведено по гранулометрической кривой полных отложений, если принять $d_0 = \frac{R, I}{f_0 \rho'} = d_{100}$, и выделить эту часть из общей кривой отложений.

Таким же образом, для селевых потоков, если можно оценить d_0 то $(RI)_{\max}$ и определить d средне-взвешенное для отложений по натурным гранулометрическим кривым, то f_0 определяется по отношению d_0/d , а d_{50} , определяется по кривой для наносов в движении; для селевых потоков это единая кривая всех отложений русла и расчет можно довести до конца без построения кривой для наносов в движении.

Для неселевых потоков такой расчет осложняется необходимостью определения d_{50} , отвечающему расходу Q_i и необходимостью определения d как по наносам в движении, так и по неподвижным.

7. Критерии подобия и моделирование турбулентных селевых и неселевых горных потоков

Уравнение автора (1) для концентрации и, следовательно, для расхода наносов является критериальным и приводит к зависимости между двумя критериями, критерием концентрации или модулем концентрации

$p''/\sqrt{I}$ и обобщенным критерием подвижности N/N_0 , который для крупных фракций превращается практически в

$$\frac{\tau}{\tau_0} = \frac{RI}{f_0 \rho' d_{50}} \quad (6)$$

Следовательно, для подобия модели и натуры должно быть

$$\frac{RI}{f_0 \rho' d_{50}} = \text{idem}, \quad (7)$$

а расход воды Q радиус R , d_{50} моделируются геометрически по Фроуду.

В состав критерия подвижности входят четыре безразмерных соотношения: I , R/d , $f_0 = \varphi(d_0/d)$ и ρ' .

Для подобия модели и натуры или все эти безразмерные соотношения должны быть удовлетворены в отдельности, или при искаженном моделировании должен быть удовлетворен критерий подвижности в целом.

Но искажение масштабов моделирования не может быть произвольным.

В случае искажения уклона на модели, искажается RI и следовательно d_0 , а соотношение d_0/d и f_0 должно отвечать натуре, и d_{50} должно быть в том же масштабе, что d_0 .

Поэтому можно искажать только отдельные составляющие полного критерия с сохранением его величины. d_{50} должно определяться крупностью, обеспечивающей автомодельность обтекания зерна, чтобы можно было на модели не учитывать влияния $\tau(p)/\rho_\infty$. Поэтому даже для натуральных селевых потоков с $d_{50н} = 50$ мм геометрический масштаб модели $d_n = \frac{h_n}{h_m}$ не должен быть больше 25 и $d_{50м}$ должно быть > 2 мм.

Если этого обеспечить нельзя, то для сохранения произведения $\rho' d_{50} = \text{idem}$ (8) необходимо перейти на модели к более легким наносам, и тогда, задаваясь возможной величиной, ρ' необходимо определить d_{50} из условия (8). Но этот масштаб должен быть сохранен для всей гранулометрической кривой; тогда не будет нарушено f_0 и $d_0/d = \text{idem}$. При этом, так как сохраняется $\rho' = \text{idem}$, то несмотря на то, что γ_c и ρ' изменяются, в результате сохранения $\rho' d_{50} = \text{idem}$ подобие критерия подвижности будет обеспечено.

Если форма зерен натуры не сферическая, то такой же формы должны быть зерна модели для того, чтобы в ур. (4):

$$\Phi_m = \Phi_n \text{ и } C_{xм} = C_{xn}.$$

Гранулометрические кривые гидравлических крупностей должны быть подобны, что обеспечивает подобие и $\Phi_n C_x$.

8. Характеристика современного состояния научных исследований по турбулентным селевым потокам

На селевой конференции 1962 г. в г. Баку было констатировано [20] недостаточное развитие теории селевого потока, даже полуэмпирической, и наличие только знания отдельных эмпирических соотношений между селевыми параметрами.

Поэтому для конференции, созываемой в 1968 году в Ереване, была составлена программа подлежащих освещению вопросов по теории селевого потока, доведенной до расчета, по сопоставлению с измерениями в натуре, по натурному определению селевых параметров и по сопоставлению гранулометрических кривых русловых отложений для ряда рек и районов.

Получены данные и зависимости для определения средневзвешенного размера неоднородной смеси наносов в зависимости от уклона потока и от селевого руслоформирующего расхода, который грубо определяется как $Q - 10\%$ обеспеченности, и который определяется изложенным в разделе 6 статьи условием $d_0 \cong d_{\max}$, когда все крупности русла в движении.

Получены данные о мутности турбулентных селевых потоков, о концентрации той суспензии, которая является несущей для турбулентного селевого потока. И эта концентрация оказалась доходящей до 500—600 граммов на литр. Получены данные для суждения об изменении этой мутности с расходом гидрографа селевого паводка.

Получили подтверждение зависимости (4) и (5).

Представляет большой интерес полученная для больших шероховатостей горных русел зависимость постоянной Кармана от этой шероховатости с ее увеличением вплоть до 1,4, тогда как влияние концентрации наносов сказывается на уменьшении этой постоянной до 0,2.

Приводятся данные по расчету ливневого и селевого гидрографа.

Интересны данные по расчету связных грунтов, образующих отдельные агрегата, размер которых довольно постоянен и сделаны предложения по расчету склонового смыва.

Выявлено совершенно недостаточное развитие лабораторных исследований по турбулентным селевым потокам, и недостаточность соответственно оснащенных лабораторий. Отчасти это объясняется ошибочным представлением о невозможности обобщения модельных русловых исследований на селевые потоки. Как показано в разделе 7 это представление неверно, и имеется возможность моделирования, в свое время использованная для проверки последствий селевого паводка 1946 года на р. Гедар (Арм. ССР).

Получены селевые параметры рек Крыма, Карпат, рек Армянской и Азербайджанской ССР, Прибайкалья, бассейна р. Варзоб, рек Закавказья. Уточнены ливневые параметры Армянской и Азербайджанской ССР, коэффициенты стока рек Прибайкалья, в зависимости от сезонной мерзлоты, региональные формулы для ливневых расходов, селевые скорости в зависимости от уклонов и максимальных крупностей

трогания. Получены некоторые количественные данные о выветривании горных пород и об объеме образований рыхлообломочных очагов.

Рассмотрены вопросы инфильтрации и склонового эрозионного смыва на базе специально поставленных опытов и составлены карты склонового смыва и коэффициентов ливневого стока. Составлена методика геоморфологического анализа на базе натурных данных подробно обследованного бассейна горной реки (Арм. ССР) по специально организованным створам и составленным картам.

Полученный для конференции материал показал, что до сих пор не произведен систематический, многосторонний анализ селебросных и селезащитных сооружений, основанный на их расчете и на анализе — данных эксплуатации, несмотря на решения Тбилисской Селевой конференции 1961 года; а также совершенно недостаточно то, что до сих пор сделано по прогнозу ливневных и селевых паводков. В докладах конференции отражена разработанная в 1960—1967 гг. теория наносонесущего потока в русле неоднородной крупности и влияние образования и разрушения естественной самоотмостки русла.

Представленные для Ереванской конференции индивидуальные доклады обобщены в трех генеральных докладах, и разумеется, необходимо, чтобы эти генеральные доклады были также изданы заблаговременно и послужили базой и направлением для обсуждения на конференции вопросов, связанных с турбулентными селевыми и неселевыми потоками.

АН Армянской ССР

Поступила 8.II.1968.

Summary of paper:

„TORRENTIAL SEDIMENT FLOWS AND THE POSSIBILITY OF THEIR CALCULATION AND LABORATORY RESEARCH ON MODELS“

by I. EGIAZAROFF

In the first two articles of the paper the following theoretically grounded classification of torrential sediment flow* is given:

1. Structural (reological) torrential sediment flow or mud flow.
2. Turbulent non torrential sediment flow, when the self-pavement (armouring) of the river channel is not destroyed.
3. Turbulent torrential sediment flow when the channel self-pavement is destroyed and channel degradation follows.

In § 3 the forming of nonuniform sediment channel bed selfpavement (armouring) is analyzed, on the base of mobility criterion (2) generalized by the author, and using the theoretically determined coefficient

* Torrential sediment flow is called in USSR; sel, selav (a word of arabish origin).

of resistance of the movable bed to (4); In § 4 and 5 conditions of the forming and the destruction of bed armouring is investigated. The possibility for channels with great slope and coarse sediments to neglect the influence of the hindered settling of grains and to neglect the forming of granular bed configurations, such as dunes. The degradation of the channel at torrential flows has as consequence the disappearance of dunes.

In § 6 the importance of granulometric size composition studies (sediment grading) is emphasized, as d_{50} is entering the mobility criterion (2) and relations d_{50}/d and d_0/d , are entering in equation (4) for d — is the bed roughness size).

The influence of the immobile sediment particles at a given discharge Q_i , as well as the mobile ones, is also emphasized.

The importance of the grain form factor Φ and its influence on the drag coefficient C_x in eq (4) is mentioned.

Criterial eq (1) and eq (2) allow the determination of similarity conditions for laboratory model experiments (§ 7), and the use of models for non torrential as well as for torrential sediment flow investigations, for the protection of structures against torrential sediment floods and their damage.

The possibility of scale exaggeration as to weight and size of model grains is brought to light.

In § 8 a general characteristic of the state of torrential sediment flow investigations is given based on reports presented for the Erevan (Armenian SSR) torrential flow conference of 1968.

A bibliography of 20 names is given.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гагошидзе М. С. Способы защиты от селевых потоков. Труды ГрузНИИГиМа, вып. 23, 1965.
2. R. Bagnold. Some flume experiments on large grains. Proceedings Institution Civil Engineers, London, 1955 April.
3. Егиазаров И. Влияние широкой смеси наносов и самоотмостки русла на движение и расход наносов. Известия АН Арм. ССР, серия техническая, Сообщение 1, 1964, № 2, стр. 39, рис. 4; сообщение 2, 1964, № 3.
4. I. Eguiasaroff. Calculation of nonuniform sediment concentrations. Proc. ASCE Hy 4, 1965, p. 237 and frg. 3. Closure Hy 4, 1967. Hydraulic resistance of a movable channel bed and sediment grading influence. Proc. IAHR 12 th Congress 1967 Report A 9.
5. Егиазаров И. Транспортирующая способность открытых потоков. Известия ОН АН СССР, 1956, № 2.
6. Егиазаров И. К решению задачи о транспорте наносов с учетом концентрации в слое придонной мутности. Известия ОН АН СССР, 1959, № 5.
7. I. Eguiasaroff. L'equation générale du transport des alluvions. Proc. 7-th Congress IAHR. 1957, Rapport D 43.
8. I. Eguiasaroff. Calcul du débit solide et influence de la couche de grand concentration du fond. 1959, № 3, Houille Blanche.

9. I. Eguiasaroff. Stable channels and a generalized criterion of sediment mobility. 1966. Poona Symposium.
10. I. Eguiasaroff. Discussion on Acxers paper № 3959. Proc. ASCE Hy 5, 1965.
11. I. Bogardi. European concepts of sediment transportation. Proc. ASCE Hy 1, 1965 and closure, Hy 6, 1967.
12. Task Committee on preparation of sedimentation. Manual. Initiation of sediment motion. Proc. ASCE, Hy 5, 1968.
13. Кнороз В. С. Естественная отмостка размываемых русел. Труды Тбилисского совещания по водозаборам. 1961, т. 1, стр. 337.
14. Магомедова А. В. Исследование общего размыва русел сложенных неоднородными несвязными грунтами. Кандидатская диссертация, 1967 г. ТНЦСГЭИ и ГрузНИИГиМ.
15. S. Komura and D. Simons. Rivet-bed degradation below dams. Proc. ASCE Hy 4, 1967.
16. R. Bagnold. Sediment transport and stream power. Circular 421 U. S. Geological Survey, 1960.
17. Крошкин А. Н. О фракционном составе русловых отложений горных рек. Труды Киргизского института Водного хозяйства. 1967.
18. Егiazаров И. В. Значение гранулометрических кривых для русловых расчетов и их эмпирическое построение. Доклад для Ереванской селевой конференции, 1968 г.
19. Егiazаров И. В. Моделирование горных русловых и турбулентных селевых потоков. Доклад см. № 18. Моделирование русловых процессов. Сборник АН СССР, 1958.
20. Егiazаров И. В. Критический обзор опубликованных материалов V селевой конференции в Баку (1962 г.). Селевая комиссия АН Арм. ССР, 1966. Изд-во «Айастан».

А. А. АВЕТИСЬЯН

ТЕПЛОВЫЕ КОНСТАНТЫ ГОРНЫХ ПОРОД И ВЕЛИЧИНА ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ПО СКВАЖИНЕ 11-Р ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Район, в пределах которого производились исследования тепловых констант и величины плотности теплового потока, входит в крупную структурную зону Малого Кавказа. Она относится к зоне молодой верхнеальпийской складчатости (северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба) и здесь следует ожидать повышенную напряженность теплового поля Земли, а, следовательно, и повышенную плотность теплового потока (Красковский, 1959). Еще до наших исследований имелись прогнозы о наличии тепловых потоков в Араратской депрессии. Зная величины плотности тепловых потоков по Араратской долине, а также ее геологическое строение, можно будет наиболее эффективно спроектировать разведку термальных вод, имеющих большое народно-хозяйственное значение.

В настоящей статье мы приводим результаты лабораторных исследований тепловых констант горных пород*, а также произведенного нами замера температуры в скважине 11-Р Приереванского района и рассчитанного на основании этого теплового потока.

Район проводимых исследований находится в 10—15 км к северу от гор. Ереван. Скважиной 11-Р пройдена толща отложений верхнего плиоцена, миоцена, олигоцена и верхнего эоцена. Весь разрез, за исключением соленосной толщи, представлен песчано-глинистым материалом с прослоями мергелей, алевролитов, известняков. Соленосная толща состоит из каменной соли, незначительно из гипса и ангидрита, с прослоями глин.

Определение тепловых констант для образцов горных пород Араратской долины производится впервые. Исследовался керновый материал из скважин Приереванского района и скважины Лукашин**. Керны эти относятся к интервалу разреза от верхнего миоцена до верхнего эоцена, пройденного скважиной 11-Р. Результаты определений сведены в табл. 1.

Рассматривая табличные данные видим, что наименьшими значениями теплопроводности отличаются отложения шорагбюрской свиты. Это объясняется тем, что в шорагбюрской свите глины составляют 60% разреза. Коэффициент теплопроводности глин изменяется в пределах

* Исследование образцов производилось на установке методом регулярного режима, предложенного Кондратьевым.

** Из этой скважины был взят керн для разданской толщи, так как в скважинах Приереванского района в этом интервале из-за очень плохого выноса, керн отобрать не удалось.

Таблица 1

Тепловые константы по скважинам Приереванского района и скважины Лукашин—4

Район, номер скважины	Порода	Глубина отбора, м	Объемный вес кг/м³	Удельная тепло-емкость ккал кг. град	Коефф. темпе-ратуропро-водности м/час. 10	Коефф. тепло-проводности ккал м. час. град.	Влажность %
Породы зоцена							
Приереванский							
16—Р	песчаник	1952—1955	2464	0,221	28,58	1,56	1,56
16—Р	алевролит	1931—1934	2631	0,211	34,08	1,89	1,89
16—Р	конгломерат	1460—1463	2490	0,243	26,93	1,63	1,63
16—Р	песчаник	1266—1269	2450	0,239	28,68	1,68	4,6
16—Р	алевролит	1982—1985	2444	0,233	29,64	1,69	2,4
4—Р	песчаник	2036—2039	2403	0,247	27,30	1,62	6,2
4—Р	песчаник	2183—2187	2467	0,235	31,33	1,82	4,4
16—Р	аргиллит	1865—1868	2394	0,236	28,78	1,63	3,13
16—Р	конгломерат	1483—1491	2497	0,228	37,57	2,14	4,1
20—Р	песчаник	2343—2347	2424	0,268	30,05	1,95	6,0
Породы шорагбюрской свиты							
Приереванский							
15—Р	песчаник гл.	1065—1070	2236	0,257	26,42	1,52	4,4
15—Р	глина	1110—1118	2288	0,220	27,31	1,38	2,3
5—ПТГНИ	песчаник	2079—2083	2370	0,256	27,61	1,68	6,6
4—Р	глина	1603—1610	2234	0,248	21,38	1,18	6,9
4—Р	гл. песчаник	1688—1693	2330	0,279	25,51	1,66	8,8
4—Р	песчаник	1868—1875	2481	0,240	29,96	1,78	4,95
Породы пестроцветной толщи							
Приереванский							
15—Р	глина	953—961	2230	0,304	22,19	1,51	11,2
8—Р	алевролит	1492—1434	2596	0,217	33,75	1,90	1,8
5—ПТРНИ	песчаник	1284—1288	2530	0,230	34,16	1,99	5,4
8—Р	алевролит	1728—1733	2634	0,205	38,01	2,05	1,7
15—Р	глина	953—961	2273	0,300	19,70	1,34	10,0
Масис—2	песчаник	2063—2065	2598	0,246	38,65	2,47	4,6
Породы соленосной толщи							
Аванская	камен. соль	200—400	2055	0,265	101,4	5,22	
Соленосная шахта	"	200—400	2058	0,248	115,4	5,89	
Лукашин—4	"	2255—2258	2648	0,227	33,95	2,04	2,5
Лукашин—4	"	2364—2368	2677	0,221	33,61	1,99	1,8
Масис—2	"	1021—1024	1985	0,278	111,0	6,13	
Масис—2	"	1534—1540	2100	0,209	111,9	4,91	
Породы разданской толщи							
Лукашин—4	мелкоз. песч.	1495—1498	2575	0,238	38,84	2,38	
	глинист. песч.	1921—1926	2438	0,231	50,57	1,72	4,0
	"	850—854	2315	0,221	21,62	1,11	3,87
	песч. глинист.	1117—1122	2334	0,219	22,6	1,16	
	крупнозерн.						
	песч.	1801—1807	2668	0,302	33,78	2,64	2,8
	глина песч.	742—747	2331	0,258	22,13	1,33	6,0

от $1,18 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$ до $1,38 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$, для песчаников от $1,68 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$ до $1,78 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$.

Наибольшими значениями коэффициента теплопроводности отличаются отложения соленосной свиты. Значение этого коэффициента колеблется в пределах $4,91 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$ до $6,13 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$, а температуропроводность колеблется в пределах от $101,4 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{час}$ до $115,4 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{час}$.

Соленосные глины и песчаники имеют средний коэффициент теплопроводности $2,00 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$.

Незначительными колебаниями теплопроводности отличаются отложения верхнего эоцена. Так, у алевролитов она меняется в пределах $1,69—1,89 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$; у песчаников $1,56—1,95 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$; конгломератов $1,63—2,14 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$.

Разнообразные по литологическому составу породы пестроцветной свиты заметно отличаются тепловыми константами, у песчаников коэффициент теплопроводности меняется в пределах $1,99—2,47 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$ у глин $1,34—1,51 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$; алевролитов $1,90—2,05 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$.

Песчано-глинистые породы разданской толщи характеризуются тем, что с увеличением глубины залегания и плотности увеличивается их коэффициент теплопроводности. Песчаник, отобранный с глубины 1495—1498 м, имеет коэффициент теплопроводности $2,38 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$, а с глубины 1801—1807 м имеет $2,64 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$.

Такая же закономерность наблюдается и для глинистых песчаников, у которых с увеличением глубины коэффициент теплопроводности увеличивается от 1,11 до $1,72 \frac{\text{ккал}}{\text{м. час. град}}$.

Мы рассмотрели в основном изменение коэффициента теплопроводности, потому что его величина используется нами при расчетах величин плотности теплового потока.

В табл. 1 сведены также значения удельной теплоемкости, плотности, коэффициента температуропроводности и влажности горных пород, которые также определялись в лабораторных условиях.

В результате исследования тепловых свойств пород Приереванского района и по скважине Лукашин-4 видим, что теплопроводность песчано-

глинистых пород в общем повышается с глубиной. С глубиной увеличивается и теплопроводность песчаных пород.

Перед замером температуры в скважине 11-Р, она находилась в покое 4 года.

Температура в каждой точке замера определялась как среднеарифметическое из показаний двух термометров*, которые предварительно выверялись по показаниям контрольных термометров высокой точности.

Считаем, что замер температуры в скважине 11-Р, находившейся длительное время в состоянии покоя, характеризует естественный температурный режим, что очень важно для определения теплового потока. Замер температуры был произведен для глубины 1490 м. Температура, зарегистрированная на этой глубине, равна $60,5^{\circ}\text{C}$.

Располагая замером температуры по скважине 11-Р и теплофизическими константами пород, мы рассчитали величины плотности теплового потока для отдельных интервалов разреза и по всему разрезу в целом.

На геотермическом разрезе выделены интервалы, для которых величину геотермического градиента можно считать одинаковой.

Расчет величины геотермического градиента производился методом наименьших квадратов по формуле.

$$T = T_0 + H\Gamma \quad (1)$$

где H — глубина,

T — температура на этой глубине,

T_0 — постоянная, означающая величину температуры, экстраполированной до уровня поверхности земли.

Для расчета была составлена система уравнений по формуле (1)

$$\begin{aligned} n T_0 - \Gamma \Sigma H &= \Sigma T \\ T_0 \Sigma H - \Gamma \Sigma H^2 &= H T \end{aligned} \quad (2)$$

где n — количество точек наблюдений.

Средняя величина коэффициента теплопроводности для многослойной среды определяется по формуле:

$$\lambda_{\text{ср.}} = \frac{H}{\frac{H_1}{\lambda_1} + \frac{H_2}{\lambda_2} + \dots + \frac{H_n}{\lambda_n}},$$

где H — общая мощность каждого слоя, для которого определен коэффициент теплопроводности,

$\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n$ — коэффициент теплопроводности каждого слоя.

По этому методу определялась $\lambda_{\text{ср.}}$ только для соленосной толщи, так как в ней выделяются слои с различной теплопроводностью.

Для остальной части разреза среднее значение λ взято как среднеарифметическое значение теплопроводности пород, отобранных в этих же интервалах.

* Замер температуры производили термометром типа ТГГ — термометр глубинный геликсный, точность замера $0,2^{\circ}$.

Величина плотности теплового потока рассчитывалась по формуле:

$$P = \lambda_{\text{ср.}} \Gamma;$$

где Γ — геотермический градиент интервала, для которого определяется тепловой поток.

Таблица 2

Основные данные к расчету теплового потока*

Название свиты интервал залегания, м	Геотермическая ступень м/град	Геотермический градиент град/см	Средний коэффициент теплопроводности		Величина плотности теплового потока кал см ² сек
			ккал м. час. град	кал см. сек. град	
Разданская 110—342	27,04	$0,370 \cdot 10^{-3}$	1,72	$4,78 \cdot 10^{-3}$	$1,770 \cdot 10^{-6}$
Соленосная 342—935	57,02	$0,175 \cdot 10^{-3}$	3,87	$10,75 \cdot 10^{-3}$	$1,88 \cdot 10^{-6}$
Пестроцветная 935—1233	29,80	$0,336 \cdot 10^{-3}$	1,91	$5,31 \cdot 10^{-3}$	$1,78 \cdot 10^{-6}$
Шорагбюрская 1233—1558	24,48	$0,409 \cdot 10^{-3}$	1,53	$4,25 \cdot 10^{-3}$	$1,74 \cdot 10^{-6}$
Эоцен 1558—1898	26,75	$0,374 \cdot 10^{-3}$	1,733	$4,81 \cdot 10^{-3}$	$1,80 \cdot 10^{-6}$

Ниже приводим краткую характеристику интервалов, для которых определяется тепловой поток.

1. Интервал 110—342 м, соответствующий стратиграфически разданской толще (верхний сармат), представлен зеленовато-серыми, желтовато-серыми, красно-бурыми, часто жирными комковатыми глинами, мертелями, аргиллитами и серыми, желтовато-серыми, мелко- и средне-зернистыми, слабо известковистыми песчаниками с прослоями известняков в верхней части разреза.

Значение геотермического градиента равно 0,370 град/см (геотермическая ступень 27,04 м/°С). Среднее значение коэффициента тепло-

проводности определено по 6 образцам, равно $4,78 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см. сек. град.}}$

Плотность теплового потока, подсчитанная по этим данным, равна

$$1,77 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ сек.}}$$

2. Интервал 342—935 м представлен свитой мощных соленосных отложений (ср. миоцен—ср. сармат).

Соленосная свита представлена мощными пластами каменной соли, перемежающимися с пачками и пластами светло-серых, темно-серых глин. В нижней части разреза свиты преобладает ангидрит, в верхней—гипсоносные глины.

* Для пород эоцена величина плотности теплового потока взята как среднеарифметическая для всей вышележащей толщи $1,80 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ сек.}}$. Исходя из него

и $\lambda_{\text{ср.}}$ для отложений эоцена, рассчитан геотермический градиент для эоцена.

Среднее значение коэффициента теплопроводности определено по 6 образцам и равно $10,75 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см. сек. град}}$. Геотермический градиент равен $0,175 \cdot 10^{-3}$ град/см (геотермическая ступень 57,02 м/град). Величина плотности теплового потока равна $1,88 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ сек}}$.

3. Интервал 935—1233 м стратиграфически соответствует пестроцветной свите (верхний олигоцен — нижний миоцен). Свита состоит из глин, порой гипсоносных, в основном песчанистых алевролитов серого, желтовато-бурого и кирпично-красного цветов, полимиктовых песчаников серого, зеленовато-серого и желтовато-серого цветов и рыхлых конгломератов.

По литологическому составу красноцветная свита делится на две подсвиты, нижнюю, где преобладают песчаники и конгломераты и верхнюю, представленную глинами и алевролитами.

Состав галечников и конгломератов разнообразный: встречаются обломки туфов, туфопесчаников, порфиритов, яшм, халцедона и, реже, интрузивных пород.

Среднее значение коэффициента теплопроводности определено по семи образцам и равно $5,31 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см. сек. град}}$.

Геотермический градиент равен $0,336 \cdot 10^{-3}$ град/см (геотермическая ступень—29,8 м/град).

Плотность теплового потока равна $1,78 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ сек}}$.

4. Интервал 1233—1558 м стратиграфически соответствует шорагбюрской свите (нижний — средний олигоцен). Эта свита песчаноглинистых пород.

В минералогическом составе песчаников преобладают полевые шпаты и вулканическое стекло. Цементом является, главным образом, карбонатное вещество. Содержание кварца составляет 2—3%, иногда 7—10%. Из вторичных минералов преобладают бистит, гидрослюда железа. Содержание в цементе туфогенного материала позволяет назвать их туфогенными.

В этой свите глины преобладают в количественном отношении, они составляют 60% разреза. Они серые, бурые, иногда слабо гипсоносные и почти всегда известковистые. Содержание карбонатов составляет от 8 до 20%.

Среднее значение коэффициента теплопроводности определено по шести образцам и равно $4,25 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см. сек. град}}$. Геотермический градиент имеет величину, равную $0,409 \cdot 10^{-3}$ град/см (геотермическая ступень 24,48 м/°C). Плотность теплового потока $1,74 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ сек}}$.

5. Интервал 1558—1898 м стратиграфически соответствует верхнему эоцену (часть зовашенской свиты) и представлен переслаиванием:
 а) разномернистых песчанников темно-серого, серого цветов, состоящих из обломков изверженных пород, полевых шпатов, биотита, кальцита и др. минералов, цемент карбонатный, глинистый, реже туфогенный;
 б) глин т/серых, гипсоносных и мергелей.

Среднее значение теплопроводности определено по десяти образцам и равно $4,81 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см. сек. град}}$. Геотермический градиент равен $0,374 \cdot 10^{-3}$ град/см. Величина плотности теплового потока $1,800 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ сек}}$.

Основной геотермической константой является плотность теплового потока. Исходя из распределения ее величин по разрезу видим, что наибольшая напряженность теплового поля наблюдается в соленосной толще. В отложениях разданской толщи, шорагбюрской свиты и пестроцветной она незначительно снижается — это, очевидно, связано с большей их промываемостью подземными водами. Средняя величина плотности теплового потока для всего разреза составляет $1,80 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ сек}}$.

Эта величина значительно выше, чем усредненное значение теплового потока для Земли $\left(1,2 \cdot 10^{-6} \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \text{ сек}} \right)$.

Большое значение плотности теплового потока, полученное для исследованного района, связано, как было отмечено выше, с геоструктурным положением его в зоне молодой верхнеальпийской складчатости, где глубинные тепловые процессы протекали весьма интенсивно.

Грозненский нефтяной
институт

Поступила 15.IX.1967.

Ա. Ա. ԱՎԵՏԻՍՅԱՆ

ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԶԵՐՄԱՅԻՆ ՀԱՍՏԱՏՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ԶԵՐՄԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ
ԽՏՈՒԹՅԱՆ ՄԵԾՈՒԹՅՈՒՆԸ ՀՍՍՀ ՄԵՐԶԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ 11-Ք
ՀՈՐԱՏԱՆՅՔՈՒՄ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Վ

Հետազոտումների շրջանը ընկած է Փոքր Կովկասի խոշոր ստրուկտուրային դոնայի սահմաններում:

Զերմային հոսքի խտության մեծության ուսումնասիրության տեսանկյունից շրջանը հանդիսանում է ամենահետաքրքիրը, քանի որ այն տեղադրված է վերին ալպիական ծալքավորման դոնայում, ուր սպասելի է երկրի ջերմային զաշտի ավելի բարձր լարում:

Գիտենալով ջերմային հոսքի խտության մեծությունները Արարատյան զաշտավայրի սահմաններում և տեղանքի երկրաբանական կառուցվածքը, կա-

րելի է ավելի էֆեկտիվ կերպով նախագծել թերմալ ջրերի հետախուզության աշխատանքները:

Հողվածում շարադրված են Մերձերկանյան շրջանի 11-Ք հորատանցքում կատարված ջերմաստիճանային չափումները, լեռնային ապարների ջերմային հաստատունների լաբորատոր հետազոտությունների արդյունքները¹ և դրանց հիման վրա՝ ջերմային հոսքի մեծության հաշվարկումները:

Հետազոտությունների շրջանը ընկած է Նրևան քաղաքից 10—15 կմ դեպի հյուսիս, ուր 11-Ք հորատանցքը հատել է վերին պիոցենի, միոցենի, օլիգոցենի և վերին էոցենի նստվածքներից կազմված հաստվածքը:

Մերձերկանյան շրջանի լեռնային ապառների ջերմային հաստատունների հետազոտության արդյունքները ցույց են տալիս, որ ավազա-կավային և ավա-պաքարային ապարների ջերմահաղորդականությունը ըստ խորության աճում է, մինենալով կտրվածքի առանձին հաստվածքների ջերմահաղորդականության արժեքները և հաշվելով փոքրագույն քառակուսիների մեթոդով գեոթերմիկ գրադիենտի մեծությունը նույն հաստվածքի համար, մենք հաշվել ենք ջերմային հոսքի խտության մեծությունը հետևյալ բանաձևի օգնությամբ՝

$$Q = \text{Лер} \cdot \Gamma,$$

ուր՝ Лер . — ջերմահաղորդականության միջին արժեքն է տվյալ հաստվածքի համար,

Γ — նույն հաստվածքի գեոթերմիկ գրադիենտը:

Ելնելով ջերմային հոսքի խտության մեծության բաշխումից, տեսնում ենք, որ ջերմային դաշտի ամենամեծ խտությունը նկատվում է աղաբեր շերտախրմբում: Հրազդանի, շորաղբյուրի և խայտաբղետ շերտախմբերի նստվածքներում այն աննշան կերպով անկում է, որը, ըստ երևույթի, պայմանավորված է ստորերկրյա ջրերի կողմից նրանց ավելի շատ ողողվածությամբ:

Ջերմային հոսքի միջին մեծությունը ամբողջ կտրվածքի համար կազմում է $1,80 \cdot 10^{-6} \frac{\text{կալ}}{\text{սմ}^2 \cdot \text{վրկ}}$, որը նշանակալից բարձր է, քան ջերմային հոսքի

միջին մեծությունը ամբողջ Նրկրի համար $\left(1,2 \cdot 10^{-6} \frac{\text{կալ}}{\text{սմ}^2 \cdot \text{վրկ}} \right)$:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Сухарев Г. М., Власова С. П. О величине теплового потока в западной части Терско-Кумской впадины. Геология нефти и газа, № 4, 1966. Изд. «Недра».
2. Красковский С. А. О некоторых очередных задачах геотермических исследований в СССР. В кн.: «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли». т. I, М., 1959.
3. Кондратьев Г. М. Регулярный тепловой режим. М., 1954.

¹ Նմուշների հետազոտումը կատարվել է Գ. Մ. Կոնդրատևի կողմից առաջադրված հարմարների օգնությամբ կարգավոր ռեժիմի մեթոդով:

Б. К. КАРАПЕТЯН, Н. К. КАРАПЕТЯН

К ВОПРОСУ УВЕЛИЧЕНИЯ ПЕРИОДА И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ КОЛЕБАНИЙ, А ТАКЖЕ УМЕНЬШЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ПРИ КОРОТКОЗАМЕДЛЕННОМ ВЗРЫВАНИИ

Короткозамедленное взрывание в производственной практике начало применяться с конца 20-х годов. До середины 30-х годов оно осуществлялось с целью получения направленного выброса горной массы. Однако наибольшее применение короткозамедленное взрывание получило, начиная с пятидесятых годов, в основном, с целью снижения сейсмического эффекта взрывов.

Сущность короткозамедленного взрывания заключается в осуществлении взрывов в отдельных скважинах при группах скважин с определенным замедлением, измеряемым десятymi или сотыми долями секунды.

На основании исследований ряда авторов получено, что в результате производства короткозамедленного взрыва происходит уменьшение сейсмического эффекта в несколько раз по сравнению с мгновенным взрыванием такого же количества взрывчатки [1—7].

Уменьшение сейсмического эффекта при короткозамедленном взрывании объясняется по-разному. Вначале считалось, что при короткозамедленном взрывании сейсмическое воздействие, вызываемое взрывом одной группы скважин, гасится наложением сейсмического воздействия от взрыва другой группы скважин [1, 2]. В настоящее время большинство исследователей считает, что при короткозамедленном взрывании, поскольку каждый последующий взрыв скважин происходит в тот момент, когда часть горной массы, взрываема предыдущим зарядом, уже частично разрушена, происходит уменьшение плотности взрываемой среды, а следовательно, и уменьшение сейсмического эффекта [3, 6].

Таким образом, если считать, что при короткозамедленном взрывании первая скважина взрывается мгновенно, а последующие с каким-то интервалом во времени, то помимо последовательного наложения колебаний также происходит последовательное увеличение разрыхления (ослабления) породы.

Мы склонны считать, что указанные явления, имеющие место при короткозамедленном взрывании, могут привести не только к уменьшению сейсмического эффекта, но, возможно, и к увеличению периода колебаний грунта, а также продолжительности колебательного процесса. При этом регулировать периодом и продолжительностью колебаний, видимо, возможно путем применения детонаторов с различным замедлением, а также изменяя расстояния между скважинами или располагая их уступами (на различной глубине).

Увеличение значений указанных параметров колебаний (периода и продолжительности) при короткозамедленном взрывании имеет также существенное значение для целей моделирования сейсмических волн, возникающих при землетрясении.

Исходя из этого, еще в 1957 г. на сталинабадском совещании по инженерной сейсмологии и сейсмостойкому строительству было предложено использовать с этой целью короткозамедленные взрывы [8]. Однако, по ряду причин, такую работу удалось осуществить лишь в последние годы.

Исследования проводились на «прецизионном» полигоне Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР, расположенном на северо-западной окраине с. Мансян, рядом с действующим Мансянским механизированным туфовым карьером. Участок полигона в прошлом также являлся карьером по добыче штучного туфового камня. Однако, в результате достижения более твердых слоев, добыча камня была прекращена, и этот участок с гладкой поверхностью туфа был отведен под опытный полигон по производству «прецизионных» взрывов.

По данным скважин, мощность туфов на опытном полигоне, достигает 7—9 м. Ниже туфов древние пролювиально-делювиальные отложения, толщиной 15—20 м, покрывают толщу озерных глин, мощностью около 300 м.

На указанном полигоне было произведено несколько групп взрывов. Из них приведем данные лишь по трем взрывам. Один из этих взрывов осуществлен мгновенно в одиночном шпуре диаметром 42 мм, глубиной 175 см, при весе заряда 0,6 кг; другой взрыв произведен также мгновенно в восьми шпурах диаметром 42 мм, глубиной 140—175 см, при общем весе заряда 4,0 кг; при третьем короткозамедленном взрыве при тех же диаметрах и глубинах шпуров и весе заряда 4,2 кг применялись детонаторы с интервалом замедлений в 0,025 сек., который по величине близок к периоду колебаний скальной породы.

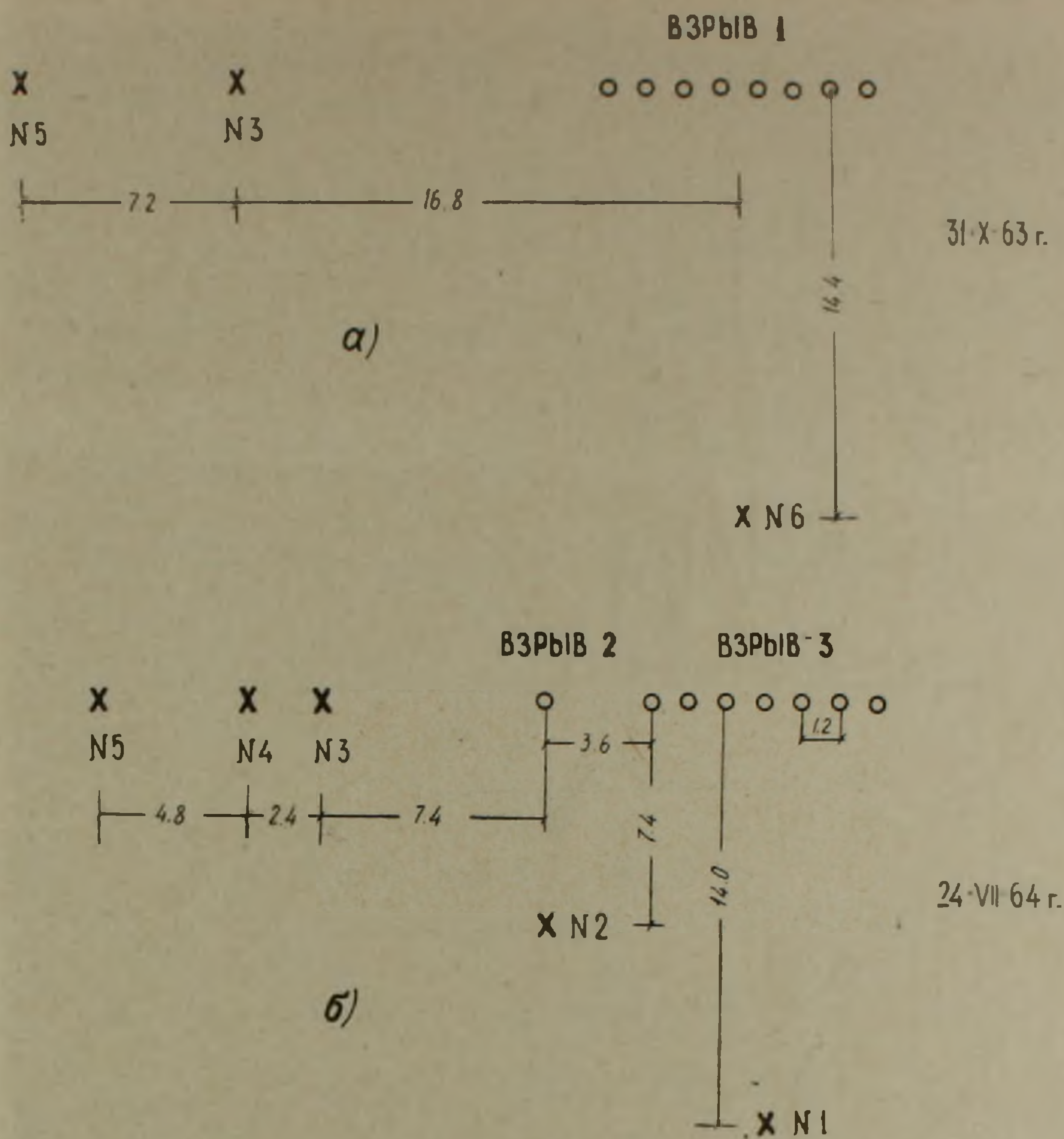
Таким образом, по этим взрывам имеется возможность сравнивать результаты, полученные при короткозамедленном взрывании и мгновенных взрывах.

Схемы расположения шпуров и пунктов замеров при трех указанных взрывах приведены на фигурах 1а и 1б.

Записи колебаний при взрывах приведены: мгновенный взрыв в восьми шпурах—на фиг. 2, мгновенный взрыв в одиночном шпуре—на фиг. 3 и короткозамедленный взрыв—на фиг. 4.

Сравнение записей взрывов показывает, что при короткозамедленном взрыве происходит увеличение продолжительности колебаний по сравнению с мгновенными взрывами, осуществленными как в одиночном шпуре, так и в таком же количестве линейно расположенных шпуров. Помимо этого, запись короткозамедленного взрыва имеет большее сходство с записью землетрясений.

Для всех приведенных случаев взрывов получены амплитудные и энергетические спектры по методике, разработанной ранее [9, 10].



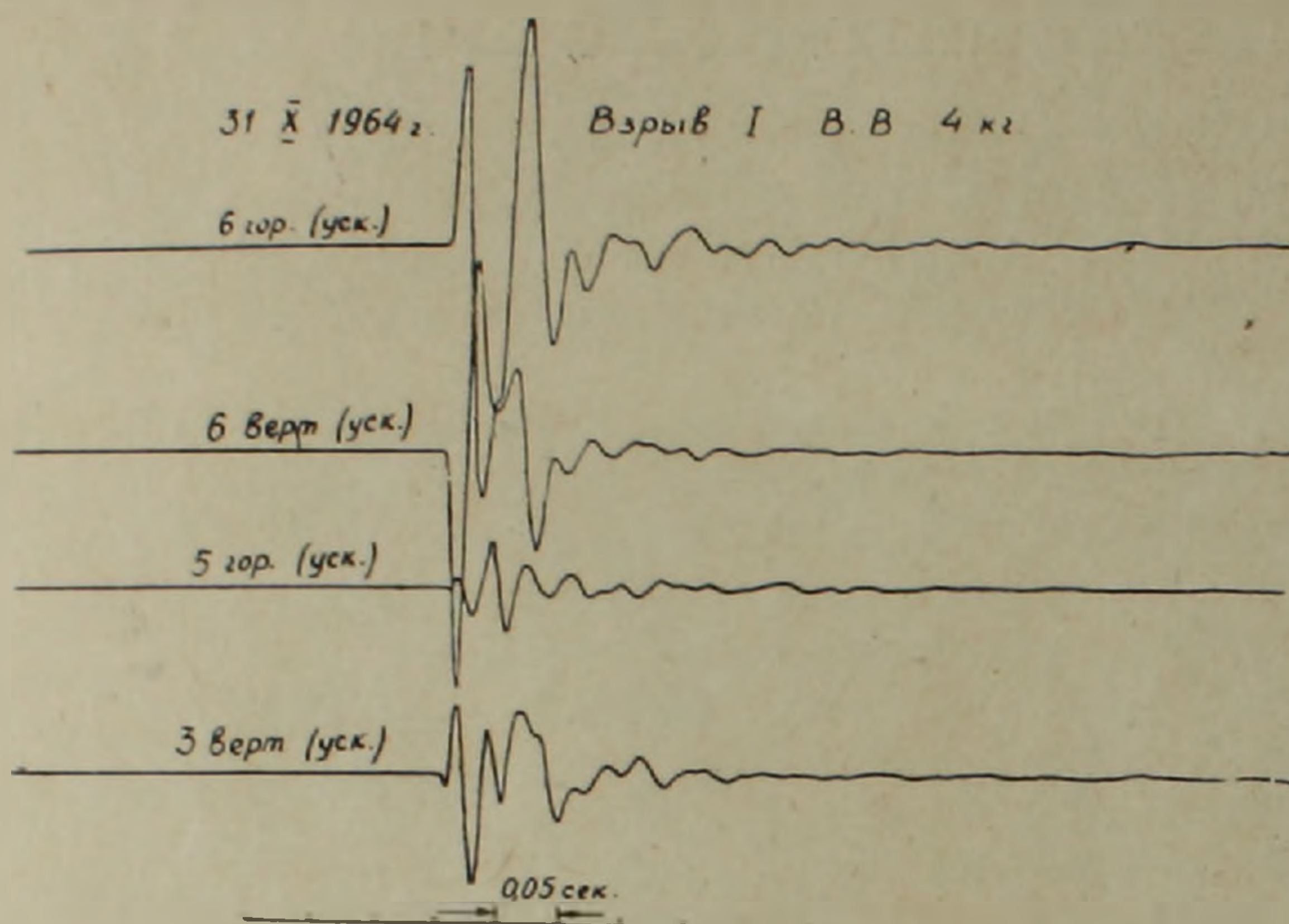
Фиг. 1.

Найдено, что максимальные значения спектральной плотности амплитуды ускорения $\Phi_{\max}$ при короткозамедленном взрыве существенно уменьшаются по сравнению с мгновенным взрывом. Так, например, при мгновенном взрыве 1 для точки № 3 (см. фиг. 1а) горизонтальная составляющая $\Phi_{\max}^{\Gamma} = 5,95$ см/сек, а вертикальная составляющая $\Phi_{\max}^B = 8,28$ см/сек.; при короткозамедленном взрыве 3 для точки № 4 (см. фиг. 1б), находящейся на таком же расстоянии, что и при мгновенном взрыве, горизонтальная составляющая $\Phi_{\max}^{\Gamma} = 3,02$ см/сек, а вертикальная составляющая $\Phi_{\max}^B = 2,06$ см/сек.

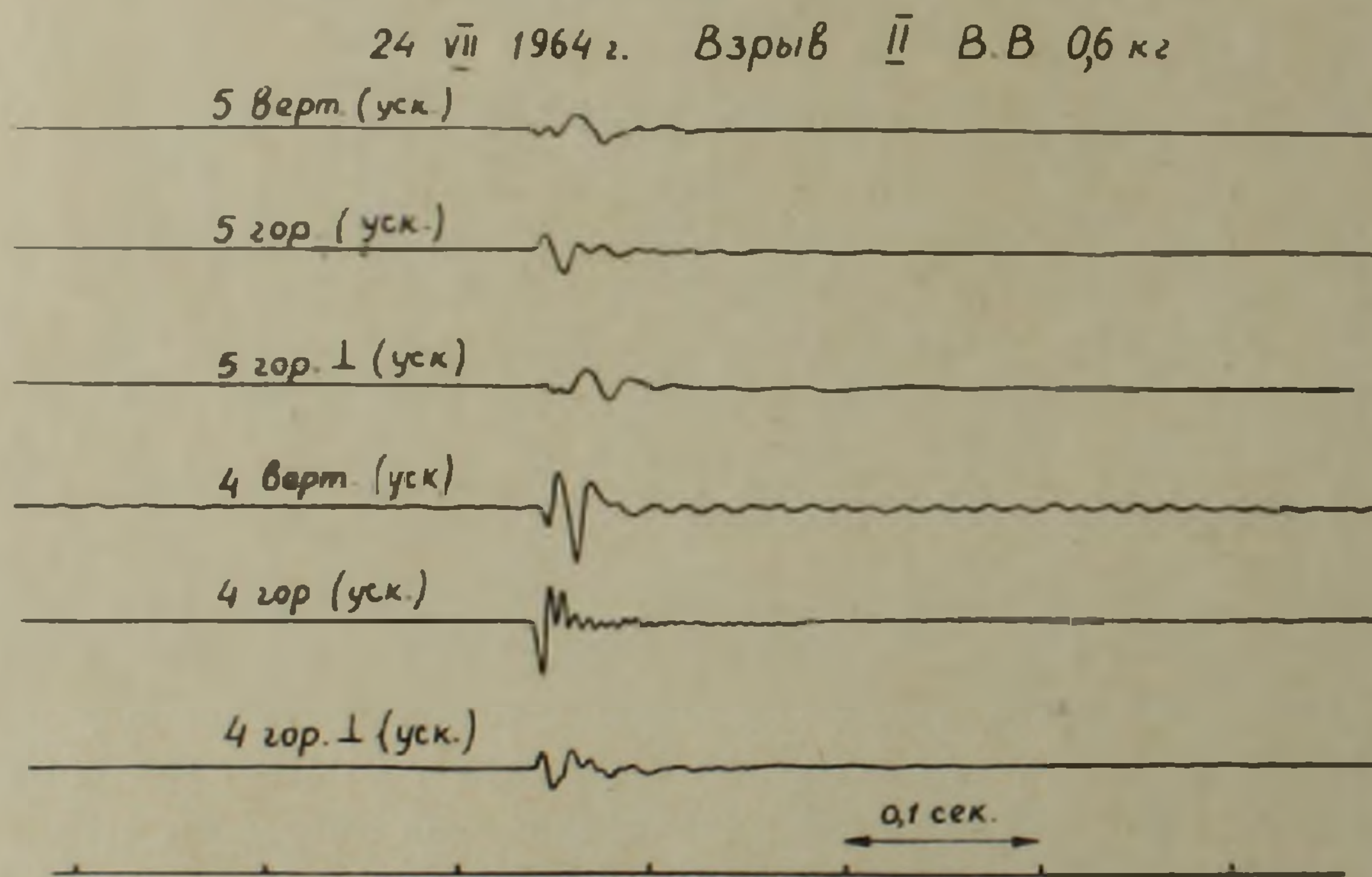
Согласно энергетическим спектрам получены максимальные значения спектральной плотности энергии I_0 : при взрыве 1 в точке 3 $I_0^{\Gamma} = 0,00809$ см² и $I_0^B = 0,18788$ см², а при взрыве 3 в точке 4 $I_0^{\Gamma} = 0,00015$ см² и $I_0^B = 0,00005$ см².

Сравнение величин, пропорциональных плотности потока энергии в тех же наблюдательных точках, показывает, что если при мгновен-

ном взрыве горизонтальная составляющая $I = 0,1439 \text{ см}^2/\text{сек}$, а вертикальная составляющая $I^B = 1,8223 \text{ см}^2/\text{сек}$, то при короткозамедленном взрыве эти величины соответственно равны: $I^Г = 0,0129 \text{ см}^2/\text{сек}$, $I^B = 0,0152 \text{ см}^2/\text{сек}$.



Фиг. 2.



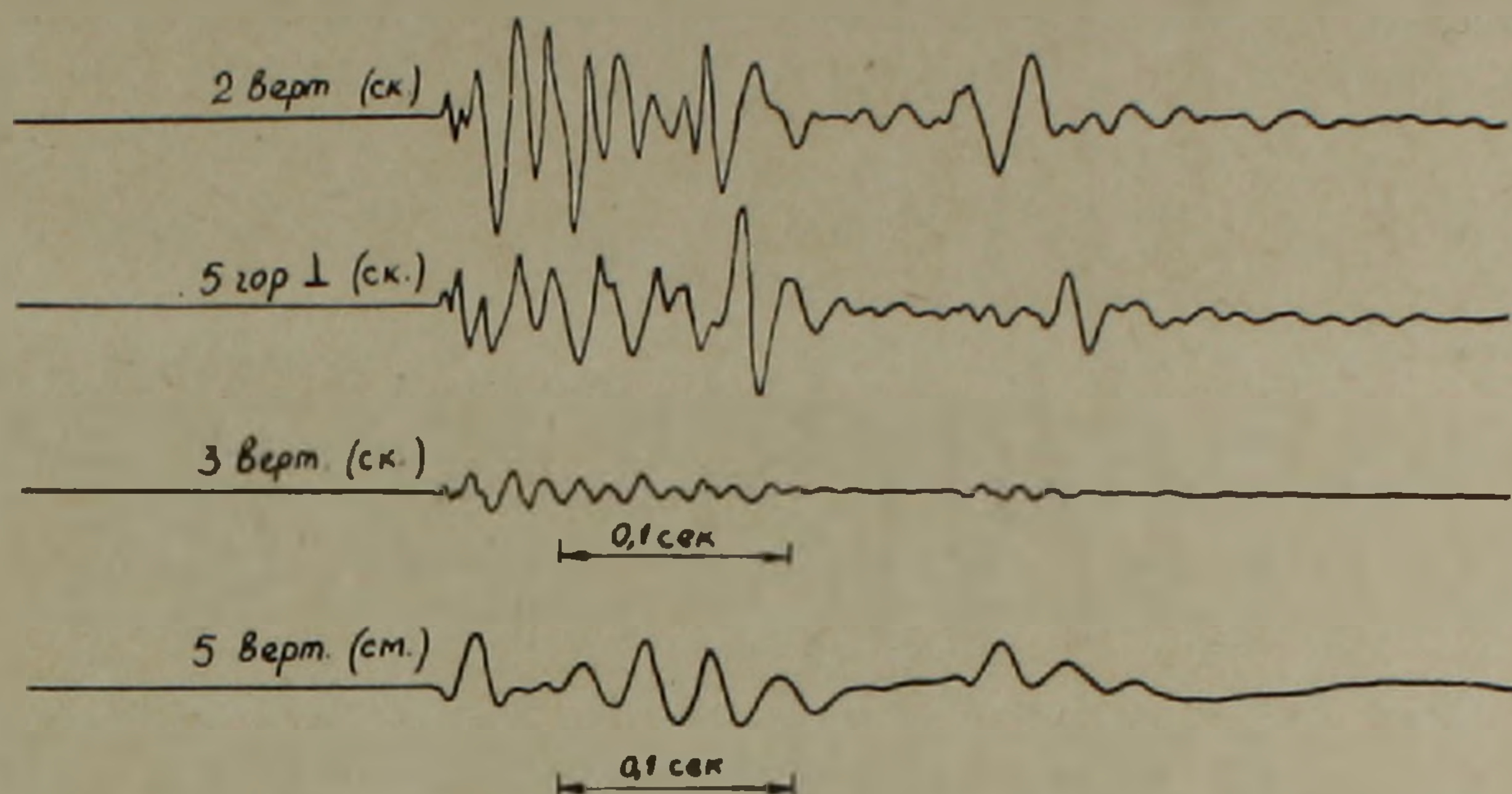
Фиг. 3.

Следует напомнить, что при этих взрывах количество заряда и расположение шпуров было одинаковое.

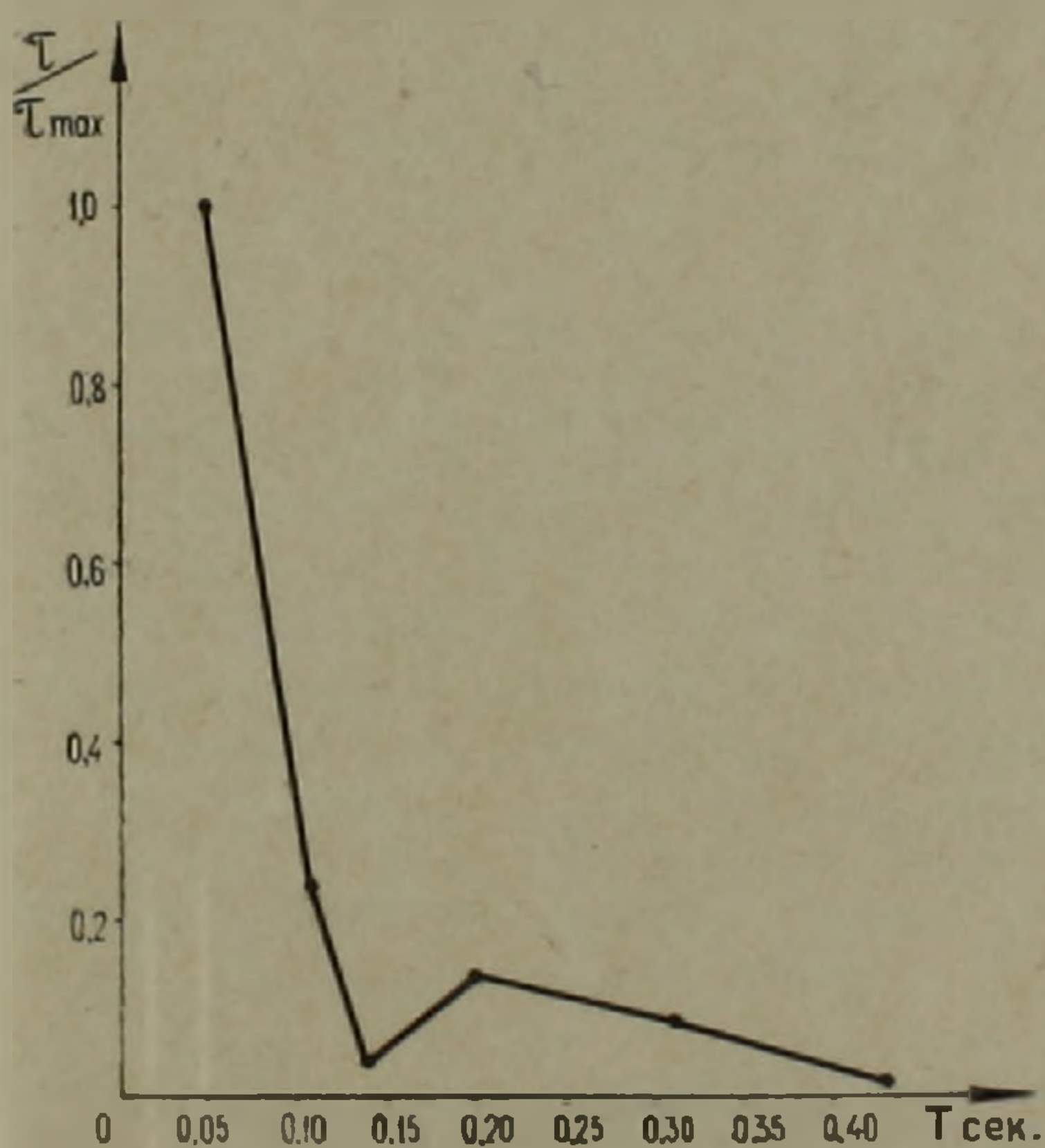
При короткозамедленном взрыве, помимо записи во времени, были также получены данные по установленным многомаятниковым сейсмометрам [11, 12]. По полученным записям одного из этих приборов построена спектральная кривая приведенных сейсмических ускорений, которая показана на фиг. 5.

Из рассмотрения этой кривой ясно видно, что при общем характере ее спада с увеличением периода колебаний имеется пиковое значение при $T=0,2$ сек. Такое явление при обычных мгновенных взрывах менее выражено [13].

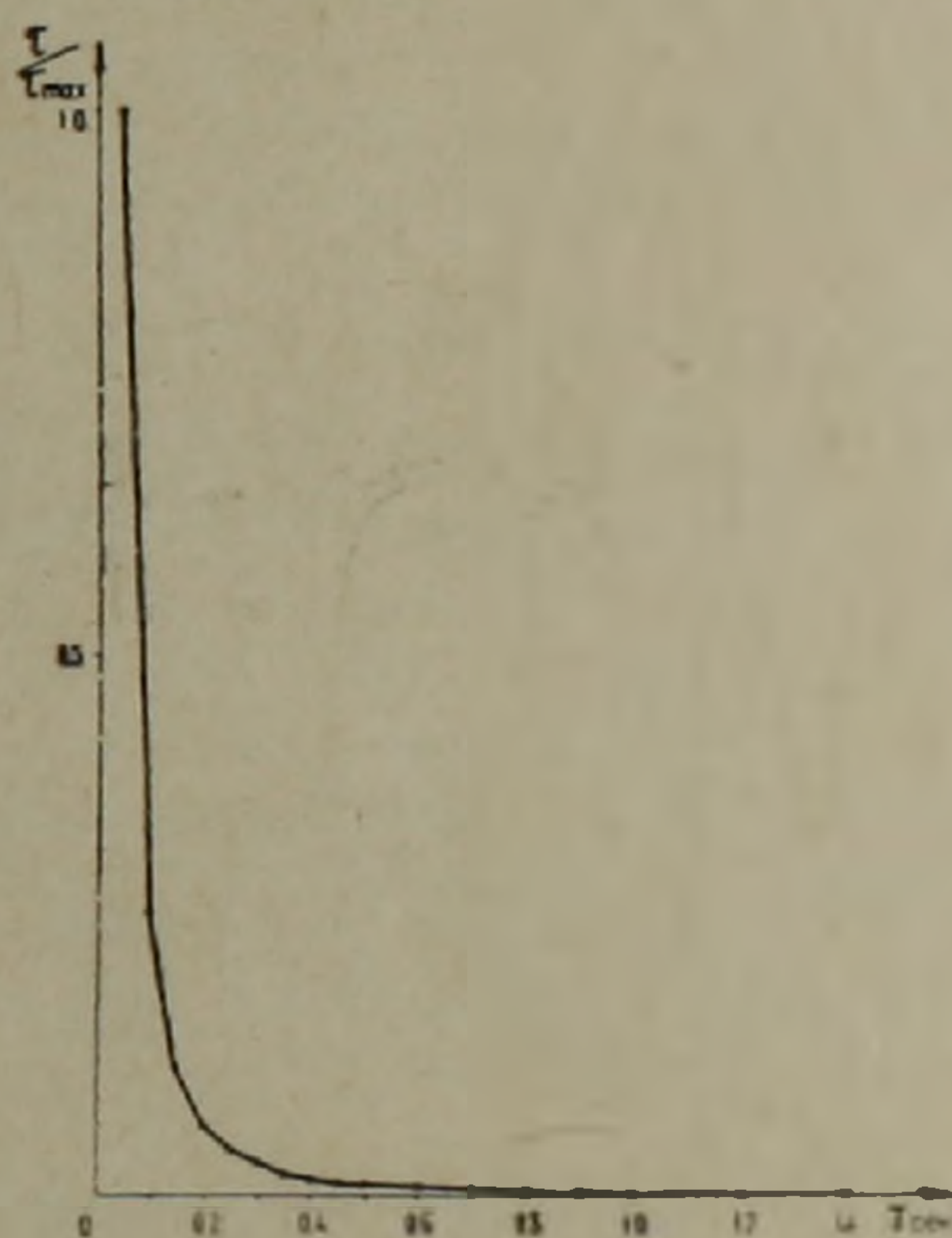
24 VII 1964, Взрыв III В.В. 4,2 кг.



Фиг. 4.



Фиг. 5.



Фиг. 6.

Кривые приведенных сейсмических ускорений были получены также при использовании записей колебаний во времени, путем осуществления их численного интегрирования [14]. В качестве примера приведены две кривые. На фиг. 6 дана спектральная кривая при мгновенном взрывании, а на фиг. 7—при короткозамедленном взрывании. Их сравнение показывает, что при мгновенном взрывании происходит плавное спадание приведенного сейсмического ускорения от увеличения периода

колебаний, а при короткозамедленном взрывании при общем спадающем характере кривой наблюдаются пики при 0,30 и 0,50 секунд.

Таким образом кривые приведенных сейсмических ускорений, полученные при мгновенном взрыве (как с помощью маятниковых сейсмометров, так и путем определения их из записей смещения колебаний почвы во времени), имеют относительно плавно спадающий характер, в то время как при короткозамедленном взрыве на кривых наблюдаются пиковые значения.



Фиг. 7.

Уменьшение сейсмического эффекта при короткозамедленном взрыве нами также установлено при сравнении мер интенсивностей

$$A = \sum_{i=1}^n \tau_i T_i / n,$$

которая для короткозамедленного взрыва, по сравнению

с мгновенным, уменьшается в 2,5 раза.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 15.V.1967.

Р. Ч. ЧԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԿԱՐՃ-ԴԱՆԴԱՂԵՑՎԱԾ ՊԱՅԹԵՑՈՒՄՆԵՐԻ ԺԱՄԱՆԱԿ ՏԱՏԱՆՈՒՄՆԵՐԻ
ՊԱՐԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՏԵՎՈՂՈՒԹՅԱՆ ՄԵԾԱՑՄԱՆ ԵՎ ՍԵՅՍՄԻԿ
ԱԶԴԵՑՈՒԹՅԱՆ ՓՈՔՐԱՑՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկվում է ինժեներային սեյսմոլոգիայի ասպարեզում
տարվող հետազոտություններում կարճ-դանդաղեցված պայթեցումների կի-
րառման հնարավորությունը:

Կոնկրետ օրինակով ցույց է տրված, որ կարճ-դանդաղեցված պայթեցումների ժամանակ, համեմատած ակնթարթային պայթեցումների հետ, տեղի է ունենում սեյսմիկ ազդեցության նվազում, ինչպես նաև տատանումների պարբերության և տևողության մեծացում:

Կարճ-դանդաղեցված պայթեցումների ժամանակ առաջացած տատանումների պարբերության և տևողության մեծացումը ունի կարևոր նշանակություն, քանի որ կիրառման դեպքում հնարավորություն է ստեղծվում իրականացնել սեյսմիկ տատանումների մոդելացումը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Галаджий Ф. М., Бобров И. В. Некоторые результаты опытов по ведению взрывных работ с миллисекундным замедлением. Уголь, № 5, 1954.
2. Ручкин В. М., Давыдов С. А. Короткозамедленное взрывание на карьерах. Промстройиздат, 1956.
3. Цейтлин Я. И., Ершов И. А. Снижение сейсмического эффекта взрыва при короткозамедленном взрывании. Труды Института физики Земли АН СССР, № 21 (188), 1962.
4. Дон Лит Т. Сейсмическое действие взрыва. Госгортехиздат, 1963.
5. Медведев С. В. Сейсмика горных взрывов. «Недра», 1964.
6. Кириллов Ф. А. К вопросу о причинах уменьшения сейсмического эффекта взрыва при замедленном взрывании. Известия АН СССР, серия геофизич., № 1, 1964.
7. Кириллов Ф. А. Об уменьшении сейсмического эффекта при замедленном способе взрывания. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 1966.
8. Карапетян Б. К. Исследование массовых взрывов для целей инженерной сейсмологии. Материалы Сталинабадского совещания по инженерной сейсмологии и сейсмостойкому строительству. Сталинабад, 1959.
9. Карапетян Н. К. Методика определения спектра с учетом неперIODичности сейсмических колебаний. ДАН Арм. ССР, 1962, № 1, т. XXXIV.
10. Карапетян Н. К. Методика определения энергии землетрясений с учетом частотного спектра сейсмических колебаний. ДАН Арм. ССР, т. XXXVII, № 1, 1963.
11. Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1959.
12. Карапетян Б. К. Многомаятниковые сейсмометры и результаты их применения в инженерной сейсмологии. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1963.
13. Карапетян Б. К. Результаты сейсмометрических наблюдений при массовых взрывах. Изв. АН Арм. ССР, серия техн. наук, т. X, № 3, Ереван, 1957.
14. Карапетян Н. К. Методика определения приведенных сейсмических ускорений по сейсмограммам землетрясений и взрывов. ДАН Арм. ССР, т. XLIII, № 5, 1966.

С. В. ФАРАДЖЯН

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ПОЛЕ ВЫЗВАННЫХ ПОТЕНЦИАЛОВ

По вопросу о влиянии рельефа на результаты метода вызванной поляризации (ВП) нет единой точки зрения [1, 2, 3].

Окончательному решению этого вопроса могут способствовать экспериментальные (полевые и лабораторные) работы. В настоящей статье рассматриваются данные моделирования, полученные автором на плоских и объемных моделях.

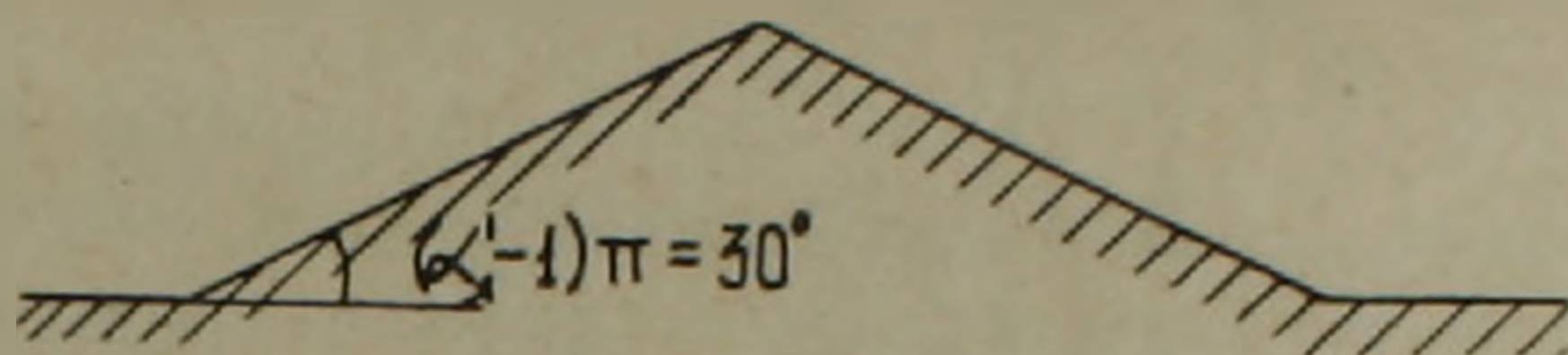
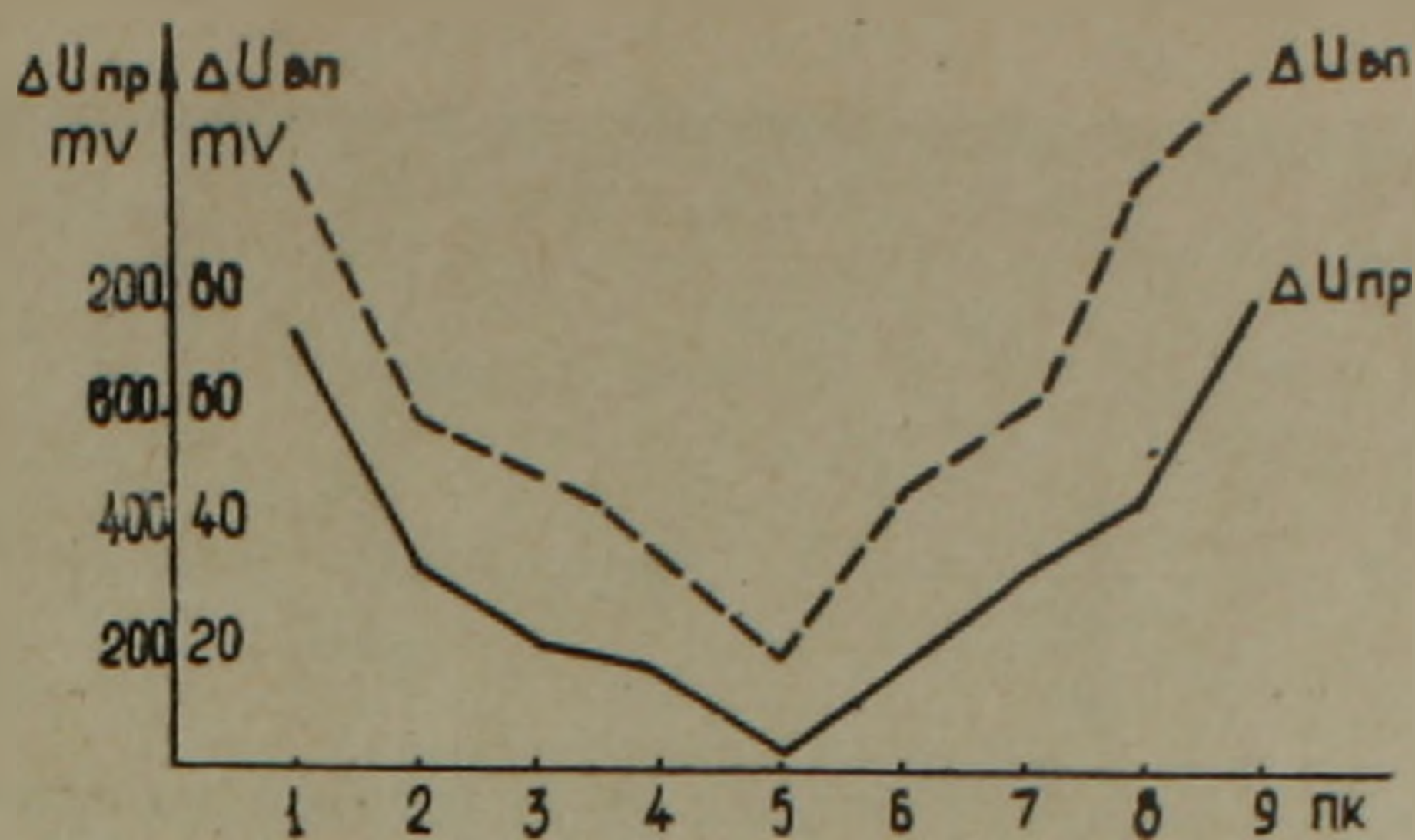
Методика и техника моделирования. В качестве материала для моделей была взята вальцмасса, приготовленная в следующем составе: желатин—32%, глицерин—30%, вода—34%, сахар—4%. Этот материал хорошо поляризуется при пропускании электрического тока. При остывании вальцмассы получается студень, которому можно придать любую форму. Спустя полчаса модель затвердевает. Электрическая однородность вальцмассы составляла—87% (удельная электропроводность вальцмассы — $9,3 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$).

Работы проводились на четырехэлектродной установке методом среднего градиента. Расстояние между измерительными электродами и шаг установки для объемной модели составляли по 2 см. Измерительными электродами служили серебряные иглы. Питающие электроды были изготовлены из латуни.

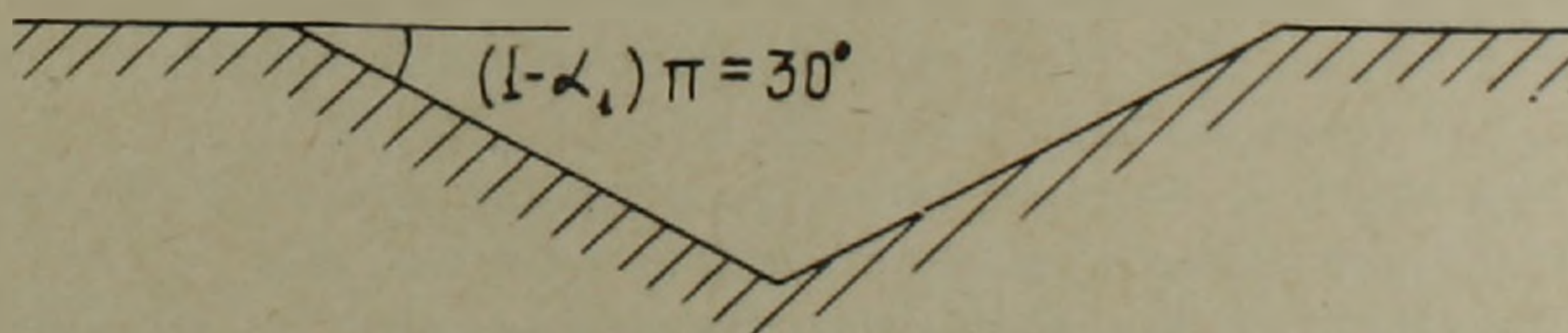
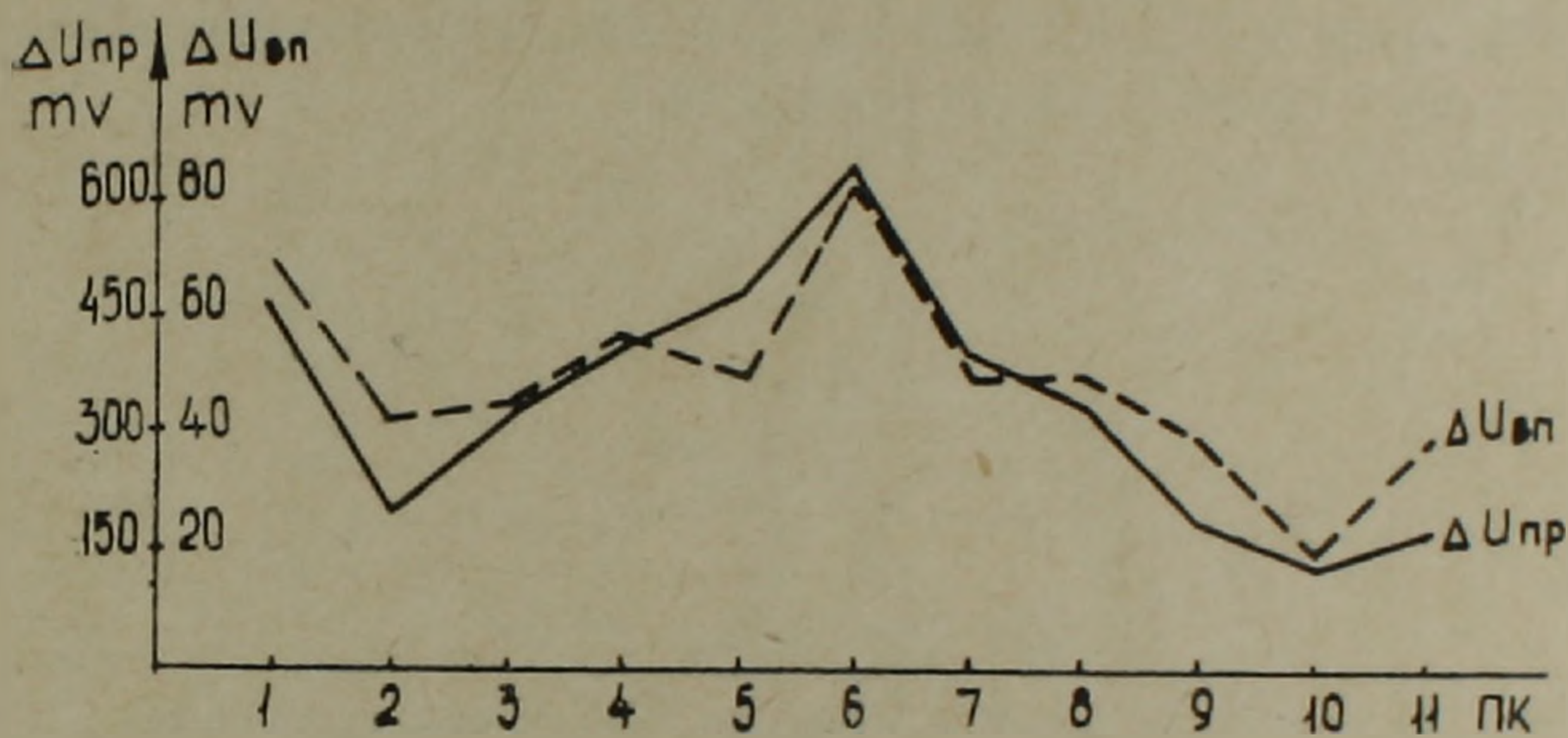
Расстояние между измерительными электродами и шаг установки для плоских моделей составляли по 2,5 см, а в качестве электродов были использованы специальные латунные приспособления, при помощи которых осуществлялось точечное питание вальцмассовой модели. Измерения проводились аппаратурой полевой станции ВП-59. Источником тока для объемной модели служили батареи ГРМЦ-69, а для плоских моделей—БАС-Г-80-У-2. Средние квадратические ошибки для потенциала пропускания и вызванной поляризации соответственно были равны — 14,4 мВ ($\Delta U_{\text{пр}}^0 = 360 \text{ мВ}$) и 0,35 мВ ($\Delta U_{\text{ВП}}^0 = 4,8 \text{ мВ}$), а коэффициенты вариации для данного результата составляли — 9% и 7,3%.

Размеры объемной модели были равны $90 \times 50 \times 50 \text{ см}^3$, а плоской— $144 \times 60 \text{ см}^2$. Сила пропускаемого тока составляла 0,2 А и 16 мА соответственно. Края бортов «долины» и «хребта» располагались примерно в средней трети АВ расстояния.

Результаты модельных работ. Мы задались целью исследовать характер $\Delta U_{\text{ВП}}$ и $\Delta U_{\text{пр}}$ в отдельности, руководствуясь при этом следующим положением: если каждая из этих величин в отдельности различно реагирует на неровности рельефа, то, очевидно, их отношение, т. е. поляризуемость— η , будет отмечать неровности рельефа и наоборот, в случае однотипности искажения потенциалов, η должен быть постоянным в условиях пересеченной местности.



Фиг. 1а.



Фиг. 1б.

Фиг. 1а, б. Графики $\Delta U_{вп}$ и $\Delta U_{пр}$ на плоских моделях для «долины» и «хребта».

1. На фиг. 1а и 1б даны графики $\Delta U_{вп}$ и $\Delta U_{пр}$ на плоских моделях, которые соответствуют разрезам «долины» и «хребта» в форме треугольника. Из рисунка видно, что в пределах точности замеров характер кривых одинаков и их отношение постоянно. Более подробно разберем случай объемной модели. Здесь необходимо коснуться методики сопоставления кривых.

Согласно Л. С. Чантуришвили [4] функция, которая отображает плоско-параллельный поток в нижнюю бесконечную полуплоскость, имеет вид:

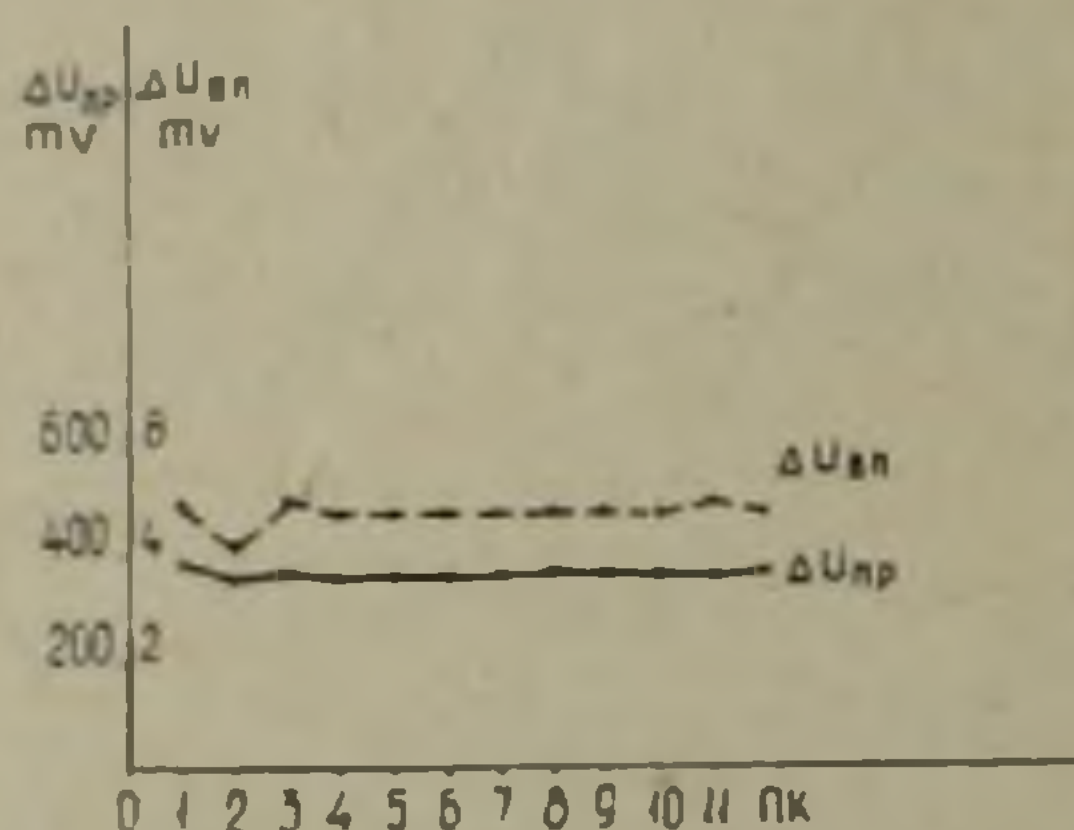
$$E = E_0 \left| 1 - \frac{k^2}{\omega^2} \right|^{1-\alpha_1} \quad \text{для долины}$$

$$E = \frac{E_0}{\left| 1 - \frac{k_1^2}{\omega^2} \right|^{\alpha_2-1}} \quad \text{для хребта.}$$

Значения постоянных «К» даны в цитированной литературе в виде таблиц.

$(1 - \alpha_1) \pi$ и $(\alpha_1' - 1) \pi$ являются углами наклона борта „долины“ и подъема склона „хребта“ (для данной модели — 45°).

E_0 — это то значение градиента, которое соответствует неискаженному полю. В нашем случае $E_0 \sim \Delta U_{\text{пр}} = 360 \text{ mv}$ (для $\Delta U_{\text{пр}}$) и $E_0 \sim \Delta U_{\text{вп}}^0 = 4,8 \text{ mv}$ (для $\Delta U_{\text{вп}}$). Эти значения соответственно получены на ровном профиле той же модели (фиг. 2а).



Фиг. 2а. Графики $\Delta U_{\text{вп}}$ и $\Delta U_{\text{пр}}$ на ровном профиле объемной модели.

Таким образом, при построении соответствующих палеток нашими отсчетными единицами были $\Delta U_{\text{пр}} = 360 \text{ mv}$ и $\Delta U_{\text{вп}} = 4,8 \text{ mv}$.

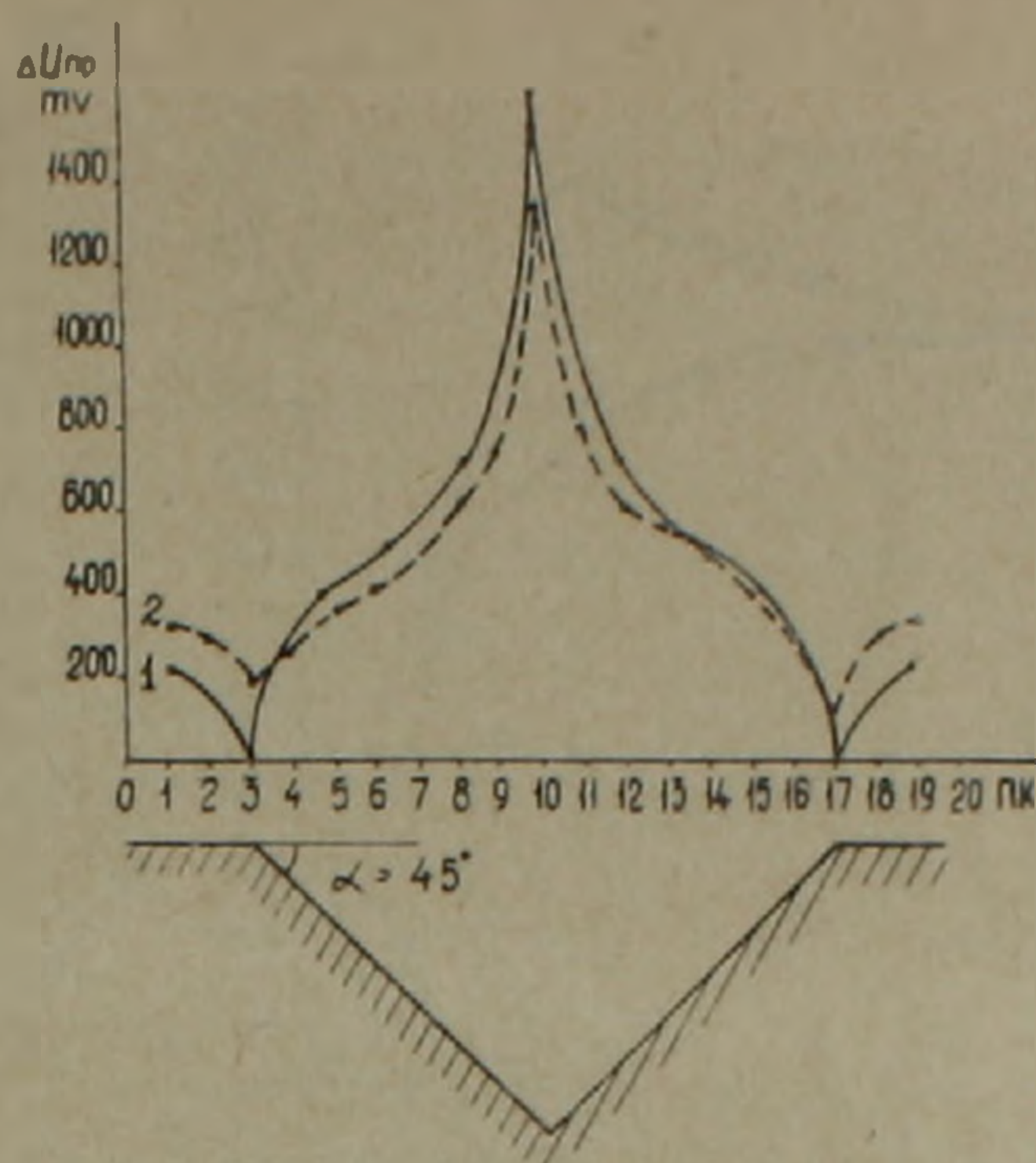
Результаты сопоставления экспериментальных кривых с теоретическими для «долины» даны на рис. 2б и 2с.

Как видно из чертежа, экспериментальные кривые в пределах точности замеров следуют соответствующим палеткам «Е».

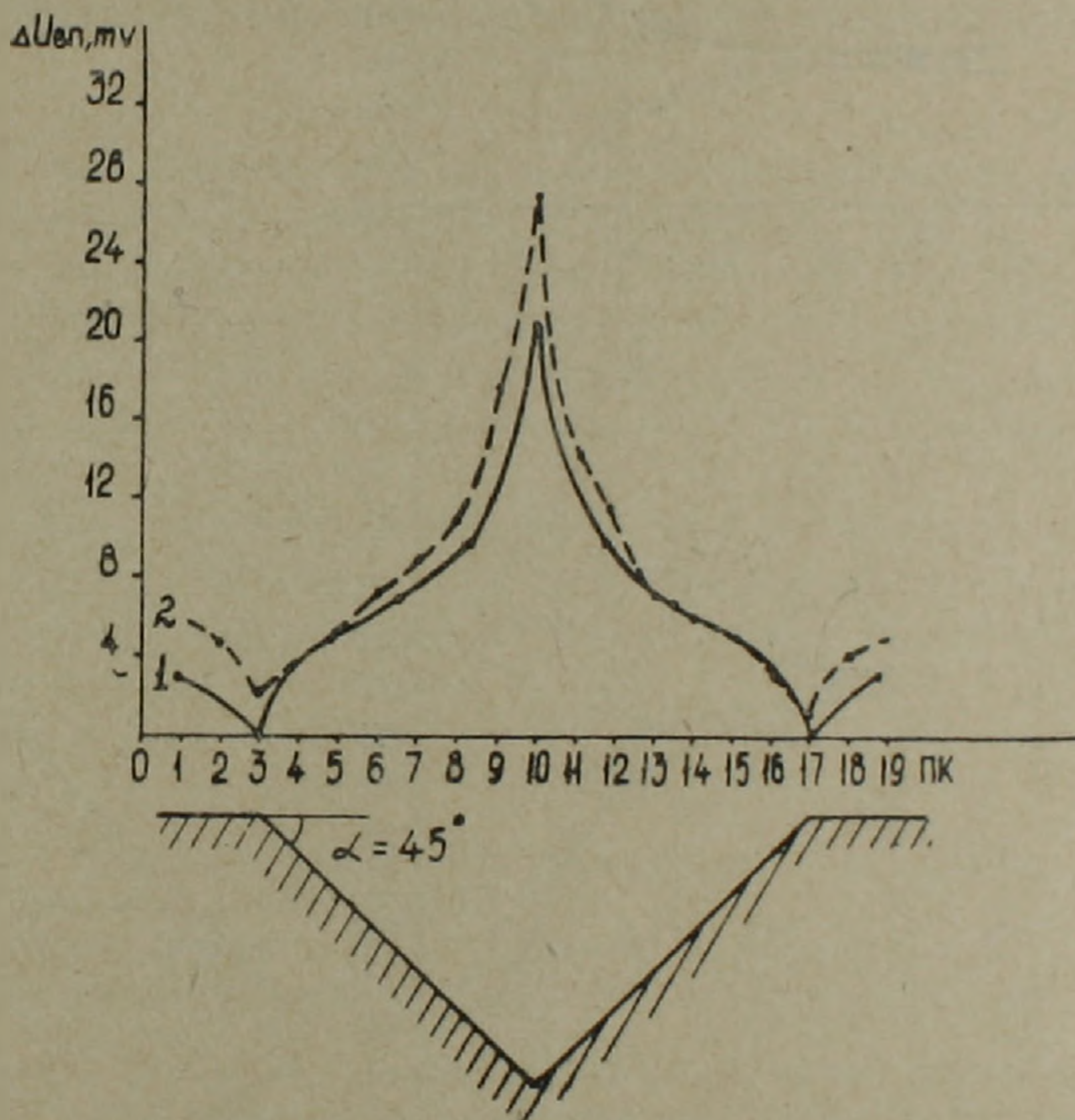
Представляло интерес исследование поведения „ η “ параметра для угловых точек.

С этой целью мы воспользовались поправочными коэффициентами на рельеф при измерении градиента электрического потенциала в пойме «долины» при различных углах наклона борта и при различных скруглениях дна «долины» [5].

Необходимость введения поправочных коэффициентов вытекает из того, что в угловых точках, в частности на дне долины, как это вытекает из теории, $U \rightarrow \infty$. Но, имея в виду, что в действительности эти углы всегда скруглены в той или иной степени, необходимо вносить поправку на рельеф при определенном скруглении дна «долины». В нашем случае дно



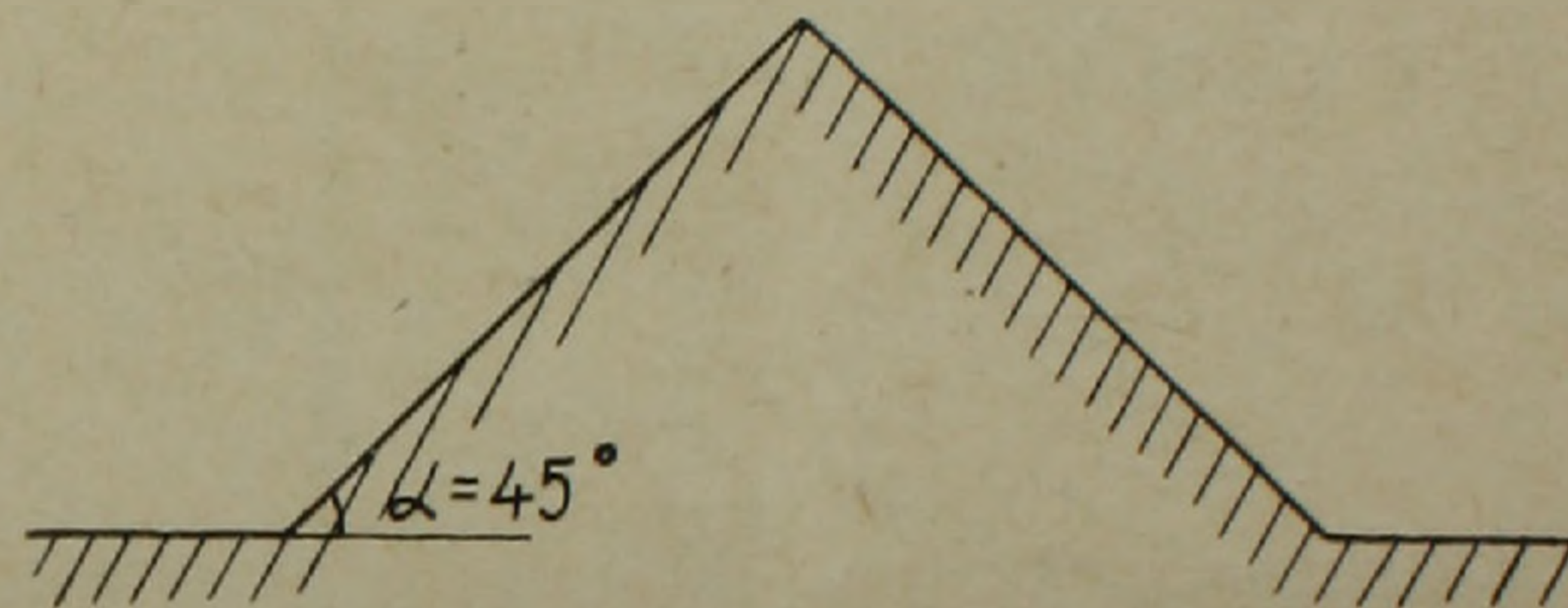
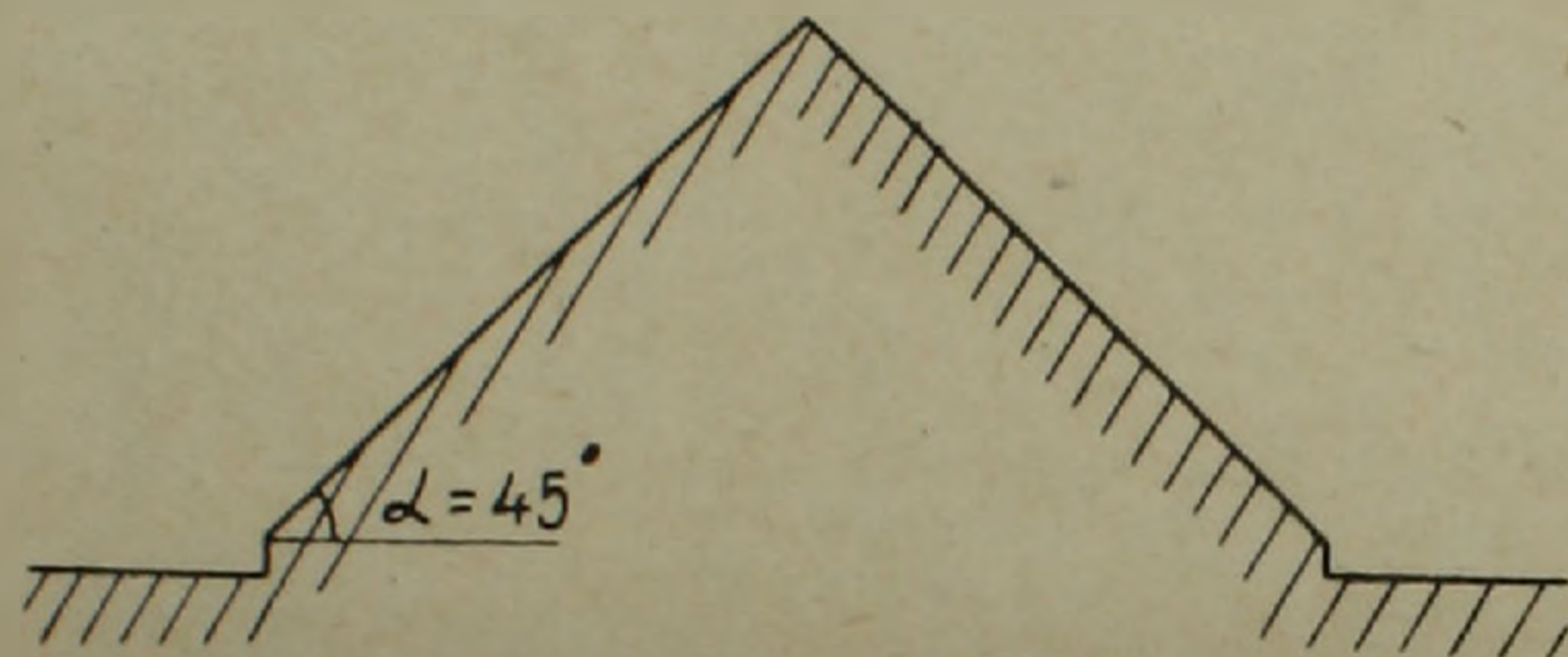
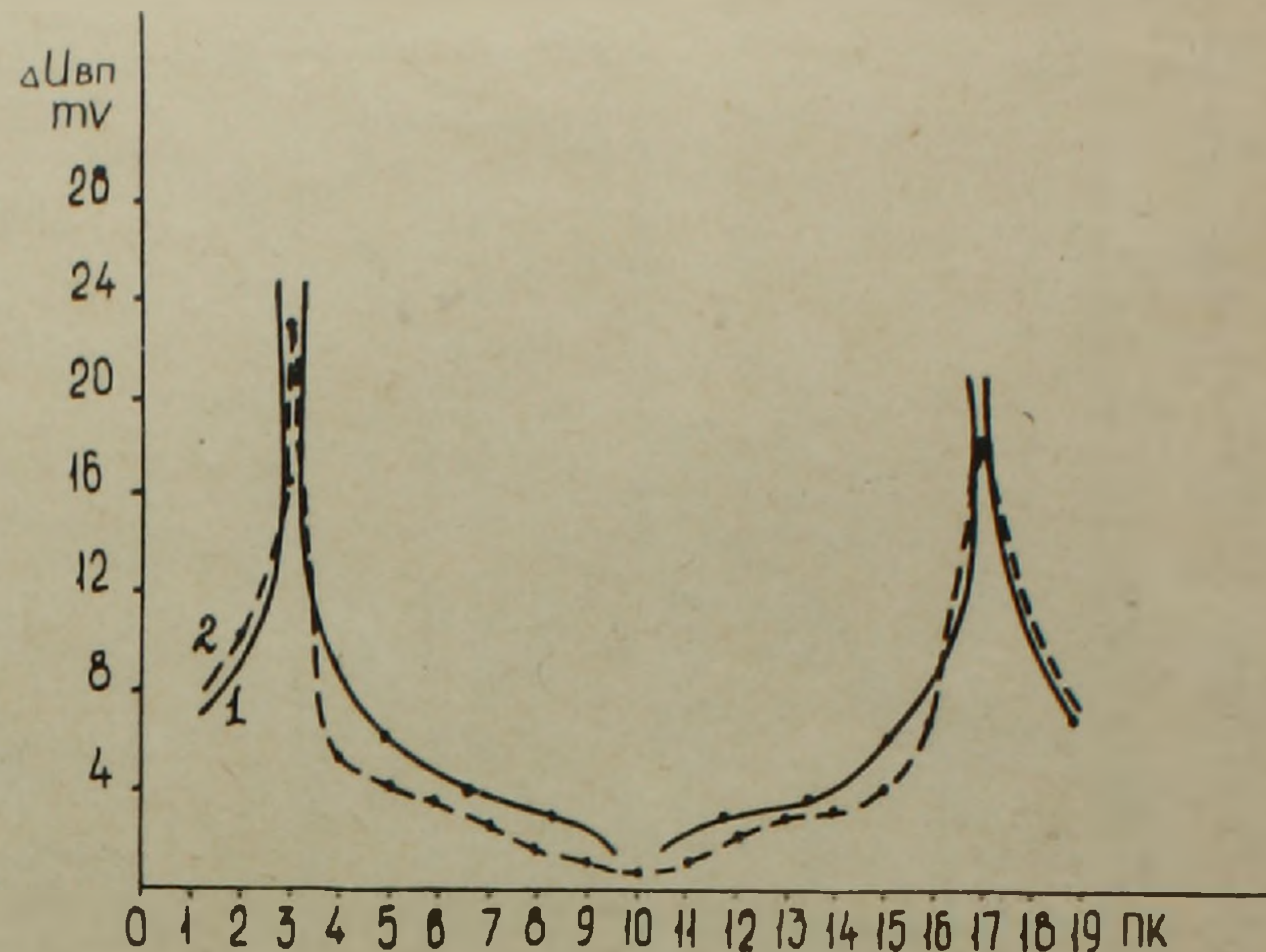
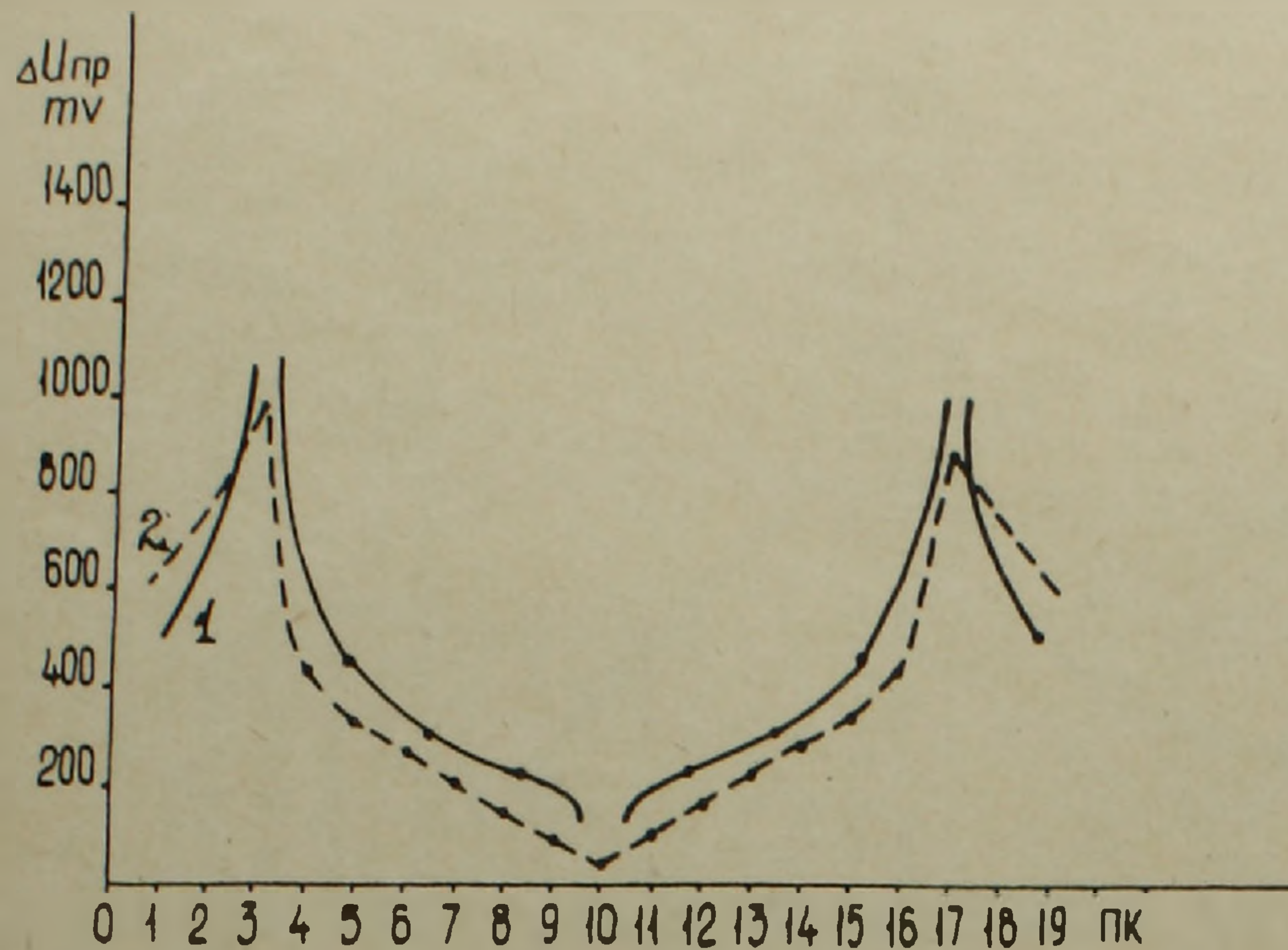
Фиг. 2б.



Фиг. 2с.

Фиг. 2б, 2с. Результаты сопоставления экспериментальных кривых с теоретическими (долина). 1 — теоретическая кривая. 2 — экспериментальная кривая.

долины скруглено в 1/100 мере (в долях длины борта) и уже при наклоне борта «долины» в 45° для поправочного коэффициента получено значение, равное 4,5.



Фиг. 3а.

Фиг. 3б.

Рис. 3а, 3б. Результаты сопоставления экспериментальных кривых с теоретическими (хребет). 1 — теоретическая кривая, 2 — экспериментальная кривая.

Легко заметить, что экспериментальное значение и здесь, в пределах точности, совпадает с теоретическим значением.

Аналогичное сравнение было проведено и для хребта.

На фиг. 3а и 3б представлены графики теоретических и экспериментальных кривых, соответственно для $\Delta U_{\text{вп}}$ и $\Delta U_{\text{пр}}$, из которых видно, что здесь, как и в случае «долины», имеет место совпадение кривых.

Таким образом, на основании проведенного исследования можно заключить, что при наличии неровности рельефа изменение $\Delta U_{\text{вп}}$ совершенно аналогично изменению $\Delta U_{\text{пр}}$ и поляризуемость, представляющая отношение этих величин, не должна зависеть от рельефа.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 8.I.1968.

Ս. Վ. ՅԱՐԱԶՅԱՆ

ՌԵԼՅԵՖԻ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ՀԱՐՈՒՑՎԱԾ ՊՈՏԵՆՑԻԱԼՆԵՐԻ ԴԱՇՏԻ ՎՐԱ

Հոդվածում քննարկվում է հարուցված պոտենցիալների դաշտի վրա երկրի մակերևույթի անհարթությունների ազդեցության հարցը:

Այդ նպատակով բերվում են հարթ և ծավալային մոդելների վրա կատարված լաբորատոր չափումների արդյունքները: Չափումները կատարվել են հարթ մոդելի այն եզրի և ծավալային մոդելի այն նիստի վրա, որոնք իրենց ներկայացնում են եռանկյան տեսք ունեցող ուղուցիկ և գոգավոր մակերևույթներ:

Հարուցված պոտենցիալի կորը «E»-ի տեսական կորերի հետ համադրելու ճանապարհով հեղինակը հանգում է այն մտքին, որ ինչպես $\Delta U_{\text{пр}}$, այնպես էլ $\Delta U_{\text{вп}}$ դաշտի մակերևույթային անհարթությունների հետևանքով ազավաղվում են նույն ձևով և նույն չափով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

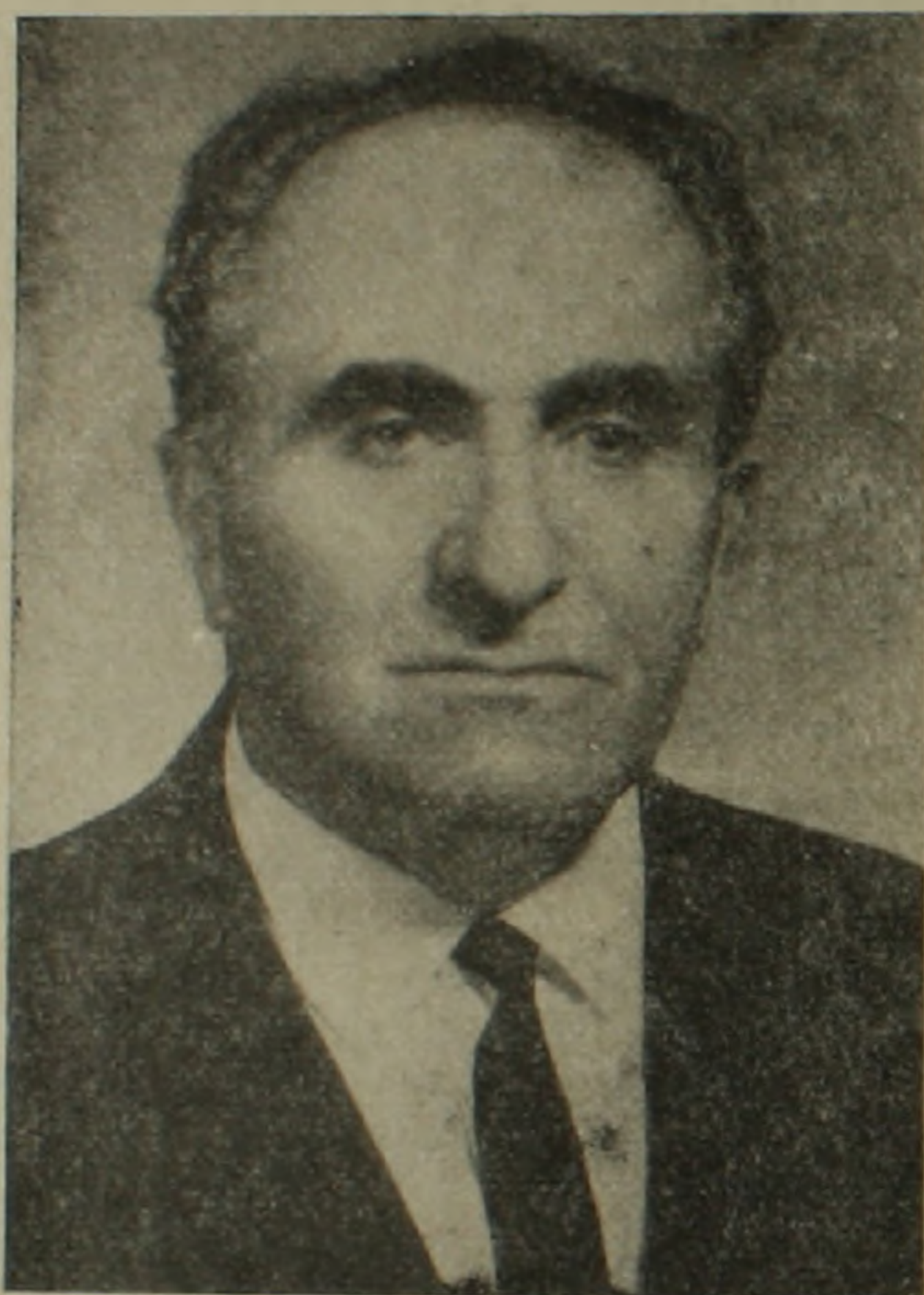
1. Гезин А. Г. Применение метода ВП в рудных районах Северного Кавказа. Вестник Ленинградского университета, 1963.
2. Комаров В. А., Пишпарева Н. А., Семенов М. В., Хлопонина Л. С. Теоретические основы интерпретации наблюдений в методе вызванной поляризации, Изд. «Недра», 1966.
3. Поляков А. С. Усовершенствование и разработка методов электроразведки применительно к поискам и разведке полиметаллических руд Центрального Казахстана. Автореферат канд. диссертации, 1963.
4. Чантуришвили Л. С. Электроразведка при проектировании дорог на пересеченной местности. М., 1959.
5. Чантуришвили Л. С. Поправки за рельеф при измерении градиента электрического потенциала в пойме долины. Сообщения АН Груз. ССР, XXXIII, 1964.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

ГЕВОРК ПЕТРОСОВИЧ БАГДАСАРЯН
(к 60 летию со дня рождения)

Исполнилось 60 лет со дня рождения заведующего отделом петрографии и минералогии и руководителя лаборатории абсолютной геохронологии Института геологических наук АН Армянской ССР — Г. П. Багдасаряна.

Геворк Петросович Багдасарян родился 10 мая 1908 г. в г. Ереване. В 1927 г. он поступил в Ереванский государственный университет на факультет естествознания. Еще в свои студенческие годы и уже после окончания университета Г. П. Багдасарян работал под руководством П. П. Гамбаряна в геологических партиях Ереванской базы Зак. геол. разведочного управления.



В мае 1933 года он был назначен заведующим геолого-разведочным районом Алавердского медькомбината, затем работал в Севан-Разданстрое и Инжстрое.

В сентябре 1938 г. Г. П. Багдасарян поступил в аспирантуру Института геологических наук Армянского Филиала АН СССР. С 1939 по 1941 гг. он работал по изучению метаморфических пород Центральной части АрмССР и связанных с ними месторождений мраморов.

В результате этих работ было открыто и изучено крупное месторождение доломитно-метаморфических пород центральной части АрмССР и связанных с ними месторождений и ряд залежей декоративного мрамора. Работы эти были прерваны Великой Отечественной войной и Г. П. Багдасарян был мобилизован и сражался на Крымском фронте.

С 1943 г. Г. П. Багдасарян вновь продолжил свои научные исследования в Институте геологических наук. Тогда им были начаты детальные геологические исследования Тежгарского щелочного комплекса и связанных с ними полезных ископаемых. В итоге пронаучно-теоретического значения. Практическим результатом исследований явилось выведенных здесь в 1943—1945 гг. детальных исследований были получены новые данные явление крупных зон высокоглиноземистых нефелиновых сиенитов, на базе которых ныне строится Разданский горно-химический комбинат по производству глинозема, цемента и других промышленных продуктов. Кроме того, им были установлены промыш-

ленные масштабы и высокое качество трех месторождений известняков (травертинов), обнаружены выходы кварц-полевошпатового пемзового песка у с. Тхит (сырье для производства стекла), выявлено несколько месторождений декоративных каменных строительных материалов, мраморов и гранитоидов, группа минеральных источников у с. Зар. выходы кварцитов, минеральных красок и т. д., обоснована промышленная перспективность и рекомендовано под поисково-разведочные работы Разданское железорудное месторождение.

Тежсарскому щелочному комплексу и связанным с ним полезным ископаемым посвящена кандидатская диссертация Г. П. Багдасаряна, защищенная им в 1951 году.

В 1951—1953 гг. Г. П. Багдасарян возглавлял совместную экспедицию Института геологических наук и Института строительных материалов АН АрмССР в Нижнем Поволжье по поискам новых ресурсов высокопрочного камня, необходимого для строительства крупных гидротехнических сооружений на Волге. Экспедиции удалось выявить крупные месторождения, которые по указанию Комитета строительства при СМ СССР были подвергнуты детальной разведке и рекомендованы к разработке.

Начиная с 1954 г., Г. П. Багдасарян, в качестве руководителя сектора петрографии направил всю свою энергию на широкое изучение петрографии Арм. ССР, привлечение к этим работам молодых способных сотрудников, оснащение работ современной лабораторной базой, внедрение новейших методов исследований, в чем достиг больших успехов.

В настоящее время в секторе петрографии и вулканологии работают 20 молодых способных научных работников, подготовленных Г. П. Багдасаряном.

Большим достижением Г. П. Багдасаряна является организация ныне успешно работающей под его руководством лаборатории по определению абсолютного возраста геологических формаций. Создание этой лаборатории позволило внедрить новейшие физические (радиологические) методы в изучение геологии Армении и участвовать в разработке одной из координационных проблем АН СССР — создании новой геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении.

Характерной чертой Г. П. Багдасаряна является высокая требовательность его к себе и окружающим. В своей работе он всегда успешно сочетает разработку научных вопросов с решением связанных с ними практических задач.

Г. П. Багдасаряном к настоящему времени написано около 80 научных работ, из которых около 60 опубликовано в печати, в том числе ряд работ за рубежом на английском, чешском и румынском языках. Работы эти охватывают широкий круг геологических вопросов.

В настоящее время большой коллектив сотрудников под руководством Г. П. Багдасаряна занимается проблемой магматизма и абсолютной геохронологии Арм. ССР. Материалы периодических обобщений доложены им на всесоюзных конференциях петрографов в 1958 г., вулканологов в 1959 г., годовых сессиях по абсолютному возрасту геологических формаций (начиная с 1958 г.), а также включены в программы геологических конгрессов 1960 и 1964 гг. и XII Генеральной Ассамблеи в Хельсинки в 1960 г.

Г. П. Багдасарян является членом Всесоюзного петрографического комитета, Всесоюзной комиссии по абсолютной геохронологии, членом проблемного и главного ученых советов ИГН АН Арм. ССР, членом редакционной коллегии Известий АН Арм. ССР. Науки о Земле, а также ответственным редактором томов «Петрография Арм. ССР».

Г. П. Багдасарян заслужил ряд правительственных наград — Орден «Трудового Красного Знамени», медали «За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.», «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.» и «За трудовую доблесть».

Свой 60-летний юбилей Г. П. Багдасарян встречает в расцвете творческих сил и энергии. Мы ожидаем от Геворка Петросовича крупных обобщающих работ по магматизму нашей республики. Коллектив Института геологических наук в день славного 60-летия желает Геворку Петросовичу доброго здоровья, долгих лет жизни и дальнейших творческих успехов.

(«Науки о Земле»), а также ответственным редактором томов «Петрография Арм. ССР».

Известия, XXI, 4—8

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

В. В. НАСЕДКИН, К. М. САГАТЕЛЯН

О РАБОТЕ П. Х. КАНКАНЯНА
«ПЕРЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ АРМЯНСКОЙ ССР»

Издательство «Айастан» в Ереване, в 1965 г. выпустило книгу П. Х. Канканяна «Перлитовые породы Армянской ССР» (редактор А. Т. Вегуни).

В введении к этой книге П. Х. Канканян пишет: «Настоящая работа является первой попыткой обобщения большого материала, накопленного за последние десятилетия по результатам изучения обсидианов, перлитов и литондных пемз Армянской ССР».

Действительно, работа П. Х. Канканяна является обобщением существующего как фондового, так и опубликованного материала по армянским месторождениям перлитов и обсидианов. Но, к сожалению, автором не использованы отдельные печатные работы, как например: «Перлит и вермикулит» 1962 г. (сборник статей по месторождениям Советского Союза), монография В. В. Наседкина «Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения» 1963 г., монография С. П. Каменецкого «Перлиты. Свойства, технология и применение» 1963 г., сборник докладов участников совещания в Ереване 1963 г. «Вопросы применения перлита в строительстве», а также статьи Н. С. Мануйловой, М. М. Столбовицкой и С. И. Вебер «О влиянии структуры и текстуры перлитовых пород на их вспучиваемость» 1962 г., А. И. Мерзляка «Легкие заполнители из перлитов и обсидианов для бетонов и теплоизоляционных материалов» 1958 г., И. Н. Явица и В. В. Наседкина «О влиянии некоторых свойств кислых вулканических водосодержащих стекол на качество вспученного перлита» 1962 г., В. В. Наседкина и И. Н. Явица «Фазовая неоднородность вулканического стекла кислого состава, ее влияние на качество вспученного перлита» 1962 г., В. В. Наседкина и В. П. Петрова «Экспериментальное получение перлитовой структуры» 1962 г. и ряд других работ. Вероятно, это обстоятельство привело к тому, что многие уже разработанные вопросы П. Х. Канканяном рассматриваются как совершенно новые и по ним повторяются выводы, уже сделанные другими авторами.

Книга П. Х. Канканяна состоит из 8 глав, в которых рассматриваются месторождения перлита и обсидиана, физико-механические и технологические свойства вулканических стекол, а также приводятся соображения о генезисе рассматриваемых пород.

Первая глава, посвященная истории исследования вулканических стекол, написана по литературным данным.

Во второй главе описывается геология отдельных месторождений перлитов, обсидианов и литондных пемз (легких разновидностей перлитов) и результаты проведенных на этих месторождениях геологоразведочных работ.

Описания геологического строения районов месторождений даются по А. Т. Асланяну, А. А. Габриеляну и А. Т. Вегуни.

Обычно вулканические стекла пространственно и генетически связаны с экструзивными куполами или потсками, излившимися из кратера. В пределах лавовых потоков они образуют зоны закалки, иногда весьма большой мощности. Упомянутые П. Х. Канканяном обсидианы Акунского месторождения слагают краевые части экструзива г. Атис. В краевых частях потоков расположены также Лусаванское, Фонтанское, Фонтан-Джраберское месторождения перлитов и литондных пемз. Литондные пемзы, перлиты и обсидианы занимают строго закономерное положение в структуре экструзивов, поэтому странно читать в книге П. Х. Канканяна о «залежах» эффузивных пород (стр. 22, 23).

При описании Фонтанской группы перлитовых месторождений П. Х. Канканян указывает на плащеобразную форму покровов кислых лав Атиса и Гутансара. Причем площади, занимаемые кислыми стеклами, он оценивает в сотни квадратных километров.

(стр. 18). Эти площади П. Х. Канканяном указаны неточно, т. к. наиболее значительное поле распространения кислых стекол (р-и сс. Джрабер-Фонтан) не превышает 100 кв. км. Подобные ошибки П. Х. Канканян допустил и при описании потоков Арагацского месторождения перлитов и Акуинского месторождения обсидианов. На Арагацском месторождении ширина перлитовых потоков колеблется от 0,8 до 3,2 км, а П. Х. Канканян указывает минимум 4 км (стр. 26). Мощность пластообразного тела обсидианов Акуинского месторождения в действительности доходит до 56 м. Канканяном указана—100 м (стр. 31). Здесь до 104 м доходит не истинная мощность обсидианового тела, а видимая.

Возникновение подобных ошибок, вероятно, объясняется тем, что в литературе, до последнего времени не были указаны точные параметры Атисских и Арагацских потоков.

Автором не указывается из какого источника взяты им цифровые данные по запасам отдельных месторождений. По Фонтан-Джраберскому месторождению перлитов не отмечена ни одна использованная работа, хотя им приводятся (стр. 23, табл. 6) результаты геологоразведочных работ.

В третьей главе им приводится описание петрографических и структурно-текстурных особенностей кислых стекол. Однако, петрографическая характеристика разновидностей кислых стекол — перлитов, обсидианов, липаритовых обсидианов, литондных пемз приведена очень схематично. Глава изобилует неточностями и ошибками. Например, неправильно употребляется термин витрофировая структура, нельзя говорить о «фельзитовой структуре стекловатого базиса», неточно определены перлиты и т. д. Непонятно, почему П. Х. Канканян ничего не говорит о минералах-вкраплениях, присутствующих в описываемых им вулканических стеклах, о составе сферолитов и т. д. Автор не говорит, в чем заключается принципиальное отличие перлита от обсидиана. Нет также четкого критерия, который позволил бы П. Х. Канканяну выделить описанную им разновидность стекловатых пород — литондные пемзы. Отсутствие обоснованных признаков для выделенных П. Х. Канканяном трех петрографических групп пород приводит в итоге к путанице. В главе, посвященной петрографии, П. Х. Канканян пишет (стр. 46), что литондные пемзы «...являются естественно вспученными разновидностями обсидианов и перлитов. Объемный вес этих пород (от 1200 до 1700 кг/м³) значительно меньше, чем перлитов и обсидианов (от 1800 до 2500 кг/м³)». Стало быть, как указывает П. Х. Канканян, перлит и обсидиан в отличие от литондной пемзы, должны обладать объемным весом более 1800 кг/м³. В то же время в главе о физико-механических свойствах пород (стр. 88, 89) он называет перлитом породу с объемным весом от 1025 до 2132 кг/м³, т. е. в основном типичную так называемую литондную пемзу.

Неприятное впечатление оставляет тот факт, что приведенные в работе микрофото (фиг. 17 и 19) заимствованы, без соответствующих ссылок, из опубликованной в 1962 г. статьи К. М. Сагателяна «Перлиты Армении» (сб. «Перлит и вермикулит»).

Без ссылки также заимствовано фото (фиг. 16) образца из вышеуказанной работы К. М. Сагателяна, причем искажена натуральная величина образца (указано 1/2, а в действительности 1/8) и неправильно указано месторождение, откуда взят образец.

Необходимо отметить, что при составлении этой главы П. Х. Канканян сделал основной упор на текстурные разности стекол, используя образцы С. Г. Карапетяна, любезно предоставленные им музеем ИГН АН Арм. ССР. Здесь также ошибочно названы месторождения, откуда взяты образцы. Как известно, легкая разновидность естественно вспученных перлитов некоторыми геологами Армении названа «литондной пемзой». Этот термин удачно отражает петрографическую особенность породы и поэтому вряд ли существует необходимость в ведении дополнительного названия «перлитовая пемза», как это сделал П. Х. Канканян (стр. 45).

В разделе «Технологическая характеристика обсидианов перлитов и литондных пемз Армянской ССР» автор правильно отмечает, что кислые вулканические стекла Армении характеризуются близким химическим составом, аналогичным липаритам. Это неоднократно отмечалось разными исследователями, начиная с Г. Абиha (1840 г.). Общеизвестно также, что перлиты по своей кислотности уступают обсидианам. Для того, чтобы подчеркнуть указанные истины, П. Х. Канканян приводит средние содер-

жания SiO_2 и H_2O по всем месторождениям кислых стекол Армении. В таблицах 7 и 8 даны результаты полных силикатных анализов перлитов и обсидианов. По каждому месторождению приведено по 5—7 анализов. Однако, П. Х. Канканян не указывает в какой лаборатории и кем произведены эти анализы, из какой части месторождения отобраны пробы и на основании каких данных П. Х. Канканян их считает характерными для всего описываемого месторождения.

Необходимо отметить, что по армянским месторождениям перлитов и обсидианов имеются сотни химических анализов, не использованных П. Х. Канканяном. Сделав на основании только 5—7 анализов (и при этом не привязанных) вывод о среднем составе перлитов и обсидианов армянских месторождений, П. Х. Канканян получил неправильные данные. Например, среднее содержание SiO_2 в обсидианах занижено, а в перлитах завышено, а содержание H_2O в обоих случаях резко занижено. За основу для сравнения взяты результаты хим. анализов сотен проб перлитов и обсидианов, произведенных в 1956—1961 гг. в хим. лаборатории Управления геологии Арм. ССР.

По данным П. Х. Канканяна (табл. 7 и 8) TiO_2 в перлитах и обсидианах армянских месторождений отсутствует. В действительности в перлитах Арагацского месторождения TiO_2 встречен до 0,10—0,37%, а в перлитах Фонтан-Джраберского месторождения — до 0,17—0,25%. Обсидианы армянских месторождений содержат TiO_2 — Аргенинское до 0,09—0,12% (стр. 62), Акунское до 0,11—0,14% (стр. 68) (по данным АИСМ'а). Надо заметить, что у самого же П. Х. Канканяна в таблицах результатов полуколичественных спектральных анализов (табл. 10 и 11) указано содержание титана, достигающее 0,1—0,3%. Отсюда и петрохимическая характеристика перлитов и обсидианов армянских месторождений, составленная П. Х. Канканяном по неправильным данным, а также вариационные диаграммы (по 5—7 пробам) не могут представить интереса.

Полуколичественные спектральные анализы перлитов и обсидианов месторождений Армении, приведенные П. Х. Канканяном, повторяют данные К. М. Сагателяна из его работ 1962—1964 гг.

П. Х. Канканян приводит также газовый состав перлитов и обсидианов американских месторождений по Ross-у и Smith-у (1955)*. Почему-то П. Х. Канканян умалчивает об исследованиях газового состава обсидианов месторождений Азербайджана, которыми занимались М. А. Кашкай и А. И. Мамедов («Перлиты, обсидианы, пехштейны» 1961). Он также не указывает и работу В. Т. Славянского «Газы в стекле» (1957).

П. Х. Канканян пишет (стр. 56): «Каков газовый состав кислых стекол Арм. ССР мы, к сожалению, сказать не можем, ибо им до сих пор не занимались». Это не соответствует действительности, так как один из авторов данной статьи (В. В. Наседкин, 1963) исследовал газовый состав некоторых разновидностей стекол Армении и опубликовал результаты своих исследований за два года до выхода в свет книги П. Х. Канканяна.

Четвертая глава книги касается вопросов вспучиваемости перлитов и обсидианов Армянской ССР.

Здесь П. Х. Канканян старательно перечисляет фамилии иностранных исследователей, работы которых относятся в основном к началу XX века, но не называет советских исследований вспучивания кислых вулканических стекол (отечественных и, в первую очередь, армянских месторождений). В этой области известны работы А. И. Мерзляка (1957; 1958), С. П. Каменецкого (1961, 1963), А. И. Полинковской (1958, 1961), М. А. Кашкая и А. И. Мамедова (1961) и других. Вся эта глава (включая таблицы, графики, схемы, фото) заимствована из отчетов Теплопроекта и АИСМа, в которых обобщен фактический материал по месторождениям перлитов и обсидианов Армянской ССР. Эти данные имеются также и в печатных работах, которые П. Х. Канканяном в список литературы не включены (А. Н. Мерзляк (1958), С. П. Каменецкий (1963), К. М. Сагателян (1962) и др.).

* Ross C. S. a Smith R. L, Water and other volatiles in volcanic glasses.— Amer. Min. 40, № 11/12, 1955.

Все сказанное относится и к пятой главе, посвященной вопросам физико-механических свойств перлитов, обсидианов и литоидных пемз месторождений Армянской ССР. Здесь приведены данные чисто экспериментального характера: объемный и удельный вес стекол, их пористость, температуры вспучивания, коэффициенты теплопроводности, водопоглощение, пределы прочности при сжатии и т. д. Здесь отсутствуют ссылки на соответствующих авторов — исполнителей испытаний, и создается впечатление, что приведенные данные принадлежат П. Х. Канканяну. Эти результаты получены на материале геологоразведочных партий и уже ранее фигурировали в работах других исследователей, не упомянутых в книге П. Х. Канканяна.

Шестая глава работы относится к соображениям о генезисе перлитов, обсидианов и литоидных пемз.

В первых же строках этой главы П. Х. Канканян отмечает, что вопросом генезиса перлитовых пород занимались немногочисленные ученые. Затем он останавливается на вопросе образования полосчатой текстуры вулканических стекол. Здесь он приводит доводы разных авторов: Ю. Половинкиной, Н. Аникеевой, А. Комарова, Р. Розенбуша, П. Топурия, М. Кашкая и А. Мамедова, В. Петрова, А. Асланяна, Д. Белянкина, А. Даниленберга и А. Герасимова.

Наиболее слабым местом книги является именно эта глава, которую П. Х. Канканян считает одной из основных в своей работе. Вместо того, чтобы дать объяснение происхождению перлитов, поскольку П. Х. Канканян посвятил свою работу перлитовым породам Армении, он уделяет главное внимание такому частному вопросу, как возникновение полосчатых текстур в вулканическом стекле. Генезис перлитов остается неосвещенным. Разбирая вопрос о полосчатых структурах в стекле, П. Х. Канканян необоснованно отвергает точки зрения Д. Белянкина, А. Герасимова, П. Топурия и др. исследователей.

Далее П. Х. Канканян приводит свои доводы, объясняющие механизм образования полосчатых и брекчиевидных кислых лав. Здесь автор, вероятно, сам не замечая этого, повторяет предположения группы исследователей, (А. Герасимова, Розенбуша, А. Асланяна), объясняющих образование полосчатых и брекчиевидных лав в результате излияния слоистой кислой вязкой лавы, разные слои которой, сохранились ввиду отсутствия процесса диффузии. Рассматривая процесс образования тонкополосчатых стекол, П. Х. Канканян повторяет мнение П. Топурия (1931) только лишь с той разницей, что по П. Топурия происходит наслаивание одного тонкого слоя стекла на другой, сформировавшегося в результате одного пульса вулканического извержения, а П. Х. Канканян этот механизм применил для нескольких несмешивающихся слоев стекол. Здесь же образование спутанных, сплетенных, скученных, изогнутых форм (стр. 108) стекловых полос П. Х. Канканян объясняет задержками, затеканиями, подвижками движущейся кислой вязкой лавы (стр. 97 и 101), на что в свое время уже указывал Р. Розенбуш («Описательная петрография» 1934 г.).

Возражая М. Кашкаю и А. Мамедову на то, что перлиты являются результатом гидратации обсидиана и что гидратация стекла может привести к образованию шаровидной отдельности, П. Х. Канканян основным доводом, отрицающим возможность образования перлитов за счет гидратации обсидиана, считает факт переслаивания тонких полос обсидиана и перлита, имеющий место на Кельбаджарском месторождении (стр. 106). Однако, на наш взгляд, М. Кашкай и А. Мамедов в своей монографии «Перлиты, обсидианы, пехштейны» (1961 г., стр. 148) достаточно убедительно объясняют процесс гидратации обсидианового стекла и образования перлитов. Образование перлитов в результате гидратации обсидиана отмечено в работах Р. Ричардса (1956)*, В. Наседкина, В. Петрова (1962), В. Наседкина (1963). В этих работах приведен материал (в основном данные эксперимента), явно доказывающий факт получения перлита из обсидианов в результате гидратации обсидианового стекла, в условиях, соответствующих естественным условиям перлитообразования. Это явление хорошо наблюдается при изучении мареканитов.

* Richards R. A. Arizona obsidian Notes and Minerals vol. 3, № 11—12, 1956.

В вопросе образования пористых—легких разновидностей перлитов—литонидных пемз, П. Х. Канканян почти дословно повторяет доводы В. П. Петрова («Игнимбриты и туфовые лавы, еще о природе Арктикуфа», 1957) с той разницей, что он принимает увеличение давления на одну атмосферу при мощности столба в 5 м, а В. П. Петров считает, что столб породы мощностью в 1 м создает давление 2,5 атмосферы.

В этой главе П. Х. Канканян показал непонимание геологических процессов и незнание соответствующей литературы. Например, говоря о роли воды в расплаве, автор книги пишет (стр. 114) «отсутствие кристаллизации (в стеклах) связано также с наличием магматической воды, которая, по всей вероятности, размещаясь между ионами и атомами силикатного расплава, ослабляет связь между последними, нарушает нормальный ход их группировки — создания кристаллической решетки, тем самым и процессов кристаллизации». То, что вода способствует кристаллизации силикатных расплавов, доказано многочисленными экспериментами. Подобными нелепостями пестрит глава о генезисе перлитов.

В седьмой главе описывается ход процесса вспучивания перлитовых пород. Нам не ясно, почему П. Х. Канканян приводит схему стадий процесса вспучивания перлитов по данным завода «Алексит Энджинеринг» в штате Колорадо США? Вероятно, автор использовал материал, имеющийся у него еще с 1955 года, иначе, нам кажется, он мог бы привести схему печи советской конструкции, хотя бы Всесоюзного научно-исследовательского и проектного института «Теплопроект», которая приведена в вышеотмеченных работах А. Н. Мерзляка, С. П. Каменецкого и не уступает американской.

В восьмой главе указаны области применения перлитовых пород. Почему-то автор при составлении этой главы не использовал данные многих исследователей и, в том числе М. Кашкая и А. Мамедова (1961).

Касаясь стиля работы, следует отметить, что она написана сумбурно и изобилует неграмотными выражениями. Например на стр. 23 написано: «Наиболее рациональным методом разведки месторождения — почвоуступный, с высотой уступа, равной 10 м». На стр. 29 при описании обсидианов Акунского месторождения написано: «Блеск на свежем разломе, как обычно, стеклянный — роговистый». На стр. 58 написано: «Ниже переходим к описанию лабораторных исследований каждого месторождения в отдельности». Или, говоря о вспучиваемости перлитового песка (стр. 71), П. Х. Канканян пишет: «Это приводит к тому, что при необходимости можно избежать исходного перлита с размерами зерен менее 0,5 мм и, в основном, размерами менее 0,5 мм» и т. п. Вызывает недоумение также включение А. А. Леонтьевой в список иностранных исследователей (стр. 57). Перечень подобных казусов можно было бы продолжить.

Все вышензложенное, однако, не должно привести читателей к мысли, что в работе П. Х. Канканяна нет положительных сторон. Такие безусловно имеются, но они, как мы считаем, заимствованы П. Х. Канканяном из работ других исследователей.

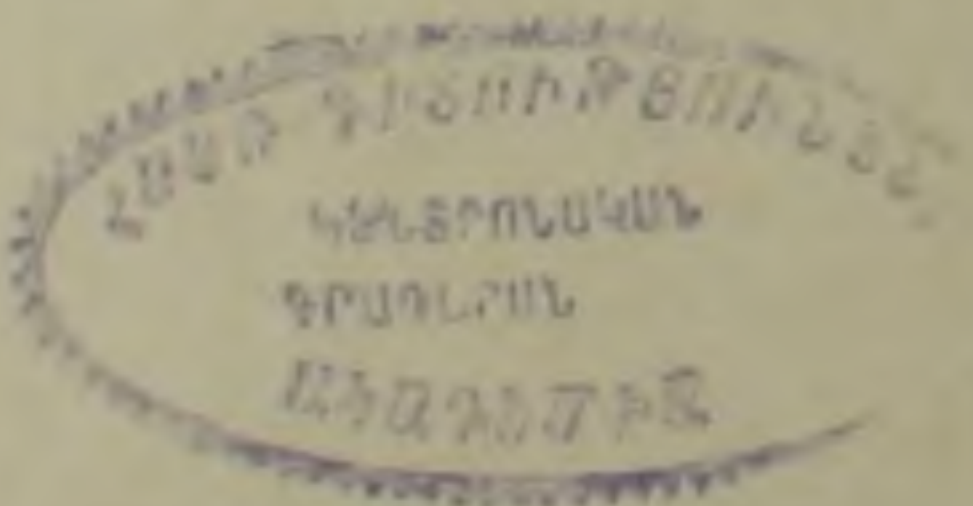
Попытку П. Х. Канканяна обобщить имеющийся литературный материал по перлитам, обсидианом и другим кислым стеклам Армянской ССР, следует приветствовать. Вероятно, в связи с тем, что сам П. Х. Канканян, имея личный материал только лишь по Лусаванскому месторождению литонидных пемз, был плохо знаком с существующей литературой по перлитовым породам, его работа «Перлитовые породы Армянской ССР» получилась неудачной.

ИГЕМ АН СССР

Управление геологии

АрмССР

Поступила 20.X.1966



ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 4

том XXI

1963

СОДЕРЖАНИЕ

Ш. О. Амирян. Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в Армянской ССР	3
Ю. А. Лейс, Л. В. Оганесян. Ртуть в породах зон разломов Кафанского рудного поля	13
Л. Б. Саруханян, Г. М. Мкртчян. Распределение редкоземельных элементов в апатите	16
А. Г. Акопян, Р. Н. Зарьян. О петрохимических особенностях магматических формаций Айоцдзорского рудного района	23
Г. А. Авакян. О петрографическом расчленении диатомитовых пород Сисианского района Армянской ССР	38
А. В. Вардanian. О новом направлении в изучении тектоники Армянской ССР	45
Л. Г. Бахшиян. Принципы гидрогеологического районирования территории Армянской ССР и примыкающих районов Малого Кавказа	54
Х. К. Тигранян. Методика расчета декадных расходов половодного периода по пикам Армянской ССР	59
О. А. Азерникова. Формирование ледостава на озере Севан и возможная его повторяемость в дальнейшем	69
И. В. Егизаров. Селевые паводки и возможность их расчета и моделирования	79
А. А. Аветисян. Тепловые константы горных пород и величина плотности теплового потока по скважине 11-Р приереванского района Армянской ССР	91
Б. К. Карапетян, Н. К. Карапетян. К вопросу увеличения периода и продолжительности колебаний, а также уменьшения сейсмического эффекта при короткозамедленном взрывании	99
С. В. Фараджян. Влияние рельефа на поле вызванных потенциалов	106

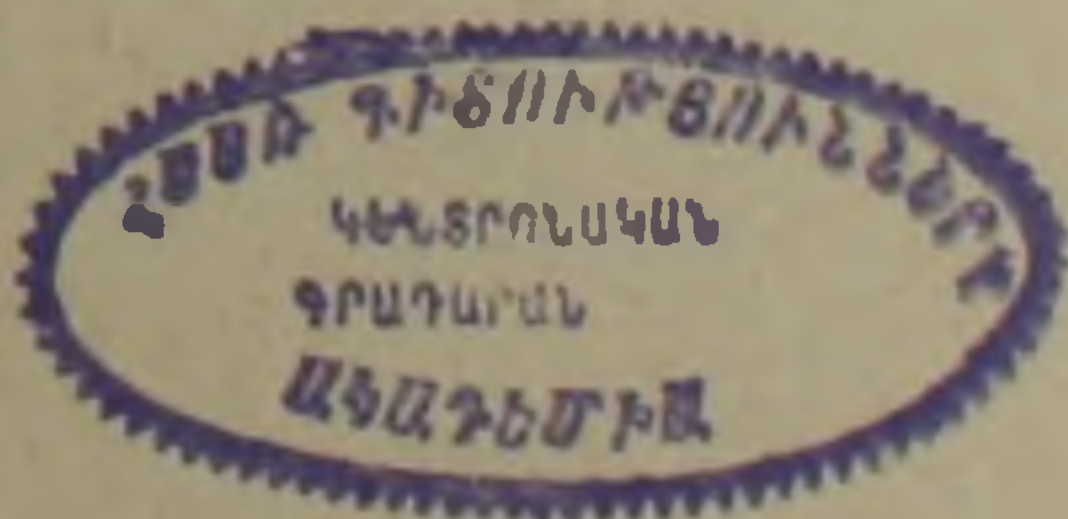
Юбилейные даты

Геворк Петросович Багдасарян (к 60-летию со дня рождения)	112
---	-----

Критика и рецензии

В. В. Наседкин, К. М. Сагателян. О работе П. Х. Канканяна «Перлитовые породы Армянской ССР»	114
---	-----

НД-10859



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 4

XXI հատոր

1968

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Շ. Հ. Ամիրջան. Ոսկու մետալուրգիայի որոշ գծերը և միներալների ոսկերիք ասոցիացիաները Հայկական ՍՍՀ-ում	3
Յու. Ա. Լեյբ. Լ. Վ. Հովանեսյան. Սնդիկ Ղափանի հանքադաշտի խախտմանային զոնաների ապարներում	13
Լ. Բ. Սարգսիսյան, Գ. Մ. Մկրտչյան. Հազվագյուտ-հողային էլեմենտների տեղարաշխումը ապատիտում	16
Ա. Գ. Հակոբյան, Խ. Ն. Զարյան. Հայոցձորի հանքային շրջանի մագմատիկ ֆորմացիաների պետրոքիմիական առանձնահատկությունների մասին	28
Թ. Ա. Ավագյան. Սիսիանի շրջանի դիատոմիտային ապարների պետրոգրաֆիական ստորաբաժանման մասին	38
Ա. Վ. Վարդանյան. Նոր ուղղության Հայկական ՍՍՀ տեկտոնիկայի ուսումնասիրության մեջ	45
Լ. Գ. Բախշիեյան. Հայկական ՍՍՀ և Փոքր Կովկասի հարակից շրջանների տերիտորիայի հիդրոերկրաբանական շրջանացման սկզբունքները	54
Խ. Ղ. Տիգրանյան. Վարարման ժամանակաշրջանի տասնօրյակային ելքերի հաշվման մեթոդը ըստ Հայկական ՍՍՀ գետերի	59
Օ. Ա. Ազեդեհյան. Սևանա լճի սառցապատման կազմավորումը և նրա կրկնումների կանխագուշակումը	63
Ի. Վ. Եղիազարով. Սելավները և նրանց հաշվարկման ու մոդելացման հնարավորությունը	79
Ա. Ա. Ալեքսիսյան. Լեռնային ապարների ջերմային հաստատունները և ջերմային հոսքի խտության մեծությունը Մերձերևանյան շրջանի 11-ր հորատանցքում	91
Բ. Կ. Կարապետյան, Ն. Կ. Կարապետյան. Կարճ-դանդաղեցված պայթեցումների ժամանակ տատանումների պարբերության և տեղության մեծացման ու սեյսմիկ ազդեցության փոքրացման հարցի վերաբերյալ	99
Ս. Վ. Ֆարաջյան. Ռելիեֆի ազդեցությունը հարուցված պոտենցիալների դաշտի վրա	106

ՀՈՔԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Գևորգ Պետրոսի Բաղդասարյան (ծննդյան 60-ամյակի առթիվ)	112
---	-----

ՔՆՆԱԴԱՏՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ԴԻՍԿՈՒՍԻԱ

Վ. Վ. Նասեդկին, Կ. Մ. Սաղաթելյան. Պ. Խ. Քանքանյանի «Հայկական ՍՍՀ պեոլիտային ապարները» գրքի մասին	114
--	-----