

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**

**EARTH SCIENCES**



## ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒԵՅԻՆ

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

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարրիբեյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Գոլոյանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կա-  
րապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հատրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմի-  
կոս Հ. Գ. Մաղախյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեթյան, երկր.-  
հանք. գիտ. թեկնածու Կ. Գ. Շիրիբեյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ.  
Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեղ-Ստեփանյան, երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր  
Ա. Ե. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Թաստամովա

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

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

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն  
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝  
Երևան 19, Բարեկամության 24:

Адрес редакции:  
Ереван 19, Барекамутян, 24.

АЖ 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 1

том XXVIII

1975

СО Д Е Р Ж А Н И Е

К. Г. Ширинян. К вопросу о новейших (верхнеплиоценов-четвертичных) вулканических формациях Армении . . . . .	3
С. А. Зограбян. О субвулканической природе барабадумских кварцевых андезитодацитов Кафанского рудного поля . . . . .	16
А. В. Варданян, Э. В. Аничан. Геологическая интерпретация сквозного профиля территории Армянской ССР . . . . .	27
А. А. Арбатов, М. Г. Овакимян, В. В. Пайразян, А. И. Сорокин. О возможной нефтегазовости Приараксинской тектонической зоны Малого Кавказа . . . . .	31
В. Е. Вартанесов. К вопросу о распределении молибдена в полосе Дебаклинского разлома . . . . .	44
Б. С. Варданян, М. Г. Геокчакян, Г. Г. Адимян, К. А. Даниелян. К вопросу о закономерностях размещения оруденения и методике разведки на месторождениях рудного поля Алаверди-Шамлуг-Ахтала . . . . .	49
Э. И. Сардаров. Карбонатно-кальциевое равновесие в поверхностных водах Вулканического нагорья Армянской ССР . . . . .	55
Б. К. Карапетян, А. Г. Назаров, А. С. Мурадян. Модернизированный многомаятниковый сейсмометр ПГПС-1М для записи сильных землетрясений . . . . .	65
В. Ш. Валесян, Б. П. Мнацаканян, А. А. Балоян. К методике определения подземной составляющей речного стока горных рек Армянской ССР . . . . .	76
Ж. М. Карапетян. О показателях изменений рельефа при составлении карт его динамики (на примере бассейна оз. Севан) . . . . .	84

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ю. В. Сябян. О древних порах <i>Arvicola terrestris</i> в голоценовых отложениях озера Севан . . . . .	90
С. О. Ачикгезян. Об околожильных изменениях рудовмещающих кварцевых андезитодацитов на Шаумянском золото-полиметаллическом месторождении . . . . .	94
О. А. Азерникова. Поверхностные и внутренние сейши озера Севан . . . . .	97

РЕЦЕНЗИИ

Г. Ш. Бигдисирян. Рецензия на «Геологический словарь» . . . . .	102
---	-----

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

Г. О. Нишжан, К. А. Карамян. Международный симпозиум по генезису руд. «Оруденение, связанное с кислым магматизмом» . . . . .	104
--	-----



**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԽՈՋ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

**Բ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն**

Կ. Գ. Շիլինյան. Հայաստանի նորագույն (վերին պլիոցենյան-չորրորդական) ճրարիային ֆոյմացիաների ճարգի շարջր	3
Ս. Ա. Ջանրայան. Հափանի հանդադաշտի Բարսբատումի բվարցային անդեգիտա-դացիտների սուրճարխալին բնույթի մասին	16
Ս. Վ. Վարդանյան, Է. Վ. Անանյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքի միջանցիկ կտրվածքի երկրաբանական վերծանումը	27
Ս. Ա. Արստով, Մ. Գ. Հովակիմյան, Վ. Վ. Փալրազյան, Ա. Ի. Սարգիս. Մերձարարսյան աեկտոնական զոնայի հնարավոր նավթադարբերության մասին	34
Վ. Կ. Վարդանեսով. Մեղրու պլուտոնի ապարներում մոլիբդենի բաշխման ճարգի վերաբերյալ	44
Բ. Ս. Վարդապետյան, Մ. Գ. Գեոկչակյան, Կ. Ա. Գանինյան, Շ. Շ. Աղամյան. Ալավերդի-Շամրուց-Ախխալայի հանրազաշտի հանքավայրերում հանքայնացման տեղարաշխման օրինաչափությունների և հետախուզման մեթոդիկաչի ճարգի վերաբերյալ	49
Է. Ի. Սարգսով. Կարբոնատա-կալցիումային հափառարակչությունը Հայկական ՍՍՀ ճրարիային լեռնաշխարհի մակերեսային ջրերում	55
Բ. Կ. Կառավաչյան, Ա. Գ. Նազուրով, Ա. Ս. Մուրադյան. Սեմեղ երկրաշարժեր զրանցող մոգենացված ԽԳԻՍ — 1 մ. բաղմաճոճանակ սեյսմոմետր	65
Վ. Պ. Վախչյան, Բ. Պ. Մնացականյան, Շ. Ա. Բալոյան. Հայկական ՍՍՀ լեռնային դետերի հուրի ստորգետնյա բաղադրիչի որոշման մեթոդի վերաբերյալ	76
Ժ. Ս. Կարապետյան. Թեկիեֆի դինամիկաչի բարտեղազորման մամանակ սեկիեֆի փոփոխությունների ցուցանիշների մասին (Սեանա լճի ալագանի օրինակով)	84

**ՀԱՄՍՈՒՑ ՀԱՂՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ**

Յու. Վ. Սալապյան. Սեանա լճի նյութիկան նստվածքներում <i>Arvicola terrestris</i> հին բների մասին	90
Ս. Շ. Աշիբկոյան. Շահումյանի սակի-բաղմամետաղաչին հանքավայրում հանր սխարունակող բվարցային անդեգիտա-դացիտների մերձերակաչին փոփոխությունների մասին	94
Օ. Ա. Այեբեկյովա. Սեանա լճի մակերեսային և ներքին սեյզերը	97

**ԳՐԱՆՈՍՈՒԹՅՈՒՆ**

Գ. Պ. Բաղդասարյան. Գրախոսություն «երկրաբանական բառարանի» մասին	102
--	-----

**ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿ**

Կ. Շ. Փիչյան, Կ. Ա. Քարամյան. «Թթու մաղմառիզի հետ կապված հանքայնացումը» հանրանությունների ծագմանը նվիրված միջազգային սիմպոզիումը	104
--	-----

УДК 552.3.552.31

К. Г. ШИРИНЯН

### К ВОПРОСУ О НОВЕИШИХ (ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ) ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ АРМЕНИИ

До недавнего времени новейшие вулканические породы Армении подразделялись [4, 5] на следующие четыре формации: базальтовую (верхний плиоцен), андезит-дацитовую (верхний плиоцен-антропоген), андезито-базальтовую (верхний плиоцен-антропоген) и липаритовую (верхний плиоцен). При этом первые две формации относились к «Транскавказскому ареалу» — поперечному поднятию, ось которого прослеживается по линии Ставропольский свод — гора Арарат, а две другие формации — к «Северной дуге» — структуре, которая, скорее всего предположительно, чем по реальным данным, протягивается от района гор Эрзрум (Турция) до Зангезурских гор [4].

В такой трактовке выделение формаций осуществлялось на тектонической основе и исходило из представления о строгой фиксированной связи определенных формаций с самостоятельными структурами. Между тем хорошо известно, в частности по работам Ю. А. Кузнецова [9], что увязка типов магматических формаций с типами тектонических структур и этапами их образования в общем не оправдывается на практике, и что классификации, построенные на тектонической основе, в настоящее время становятся уже не приемлемыми. Логика требует, чтобы объекты классифицировались по признакам, характеризующим сами эти объекты.

Игнорирование этого важного принципа привело к тому, что выделение в [4, 5] формации вулканитов не отвечают реально существующим парагенетическим комплексам пород, которые в действительности наблюдаются в отдельных вулкано-тектонических областях Армении. Так, например, хотя липаритовая формация представляет всю новейшую вулканическую область нашей Республики, в схеме, предложенной К. И. Карапетяном, эта формация почему-то получила прописку только в «Северной дуге». То же самое можно сказать и об андезито-базальтовых вулканитах. Выдвинутое К. И. Карапетяном представление о том, что наличие андезито-базальтов и липаритов в Транскавказской зоне является результатом пересечения этой структуры со структурой «Северной дуги», нельзя признать обоснованным по той причине, что андезито-базальты, как мы увидим в дальнейшем, составляют с более кислыми вулканитами, до дацитов включительно, единую парагенетическую ассоциацию. Нельзя согласиться с такой трактовкой вопроса еще и потому, что даже в отдельных вулканических центрах Транскавказской зоны выявляется эволюционная смена состава вулканитов от андезито-базальта до дацита. Причем, эта закономерность характерна как для

полигенных вулканов (Арагац, Араилер), так и для моногенных вулканов (Цахкасар, Кызылдаг и др.).

Следует отметить большую распространенность андезито-базальтов в Ахалкалакском вулканическом нагорье и в других вулканических областях Транскавказского поперечного поднятия, т. е. в районах, не входящих в структуру «Северной дуги». Сказанное равным образом относится и к эффузивам.

В целом предложенная К. И. Карапетяном [4, 5] схема формационных подразделений настолько упрощена, что составить по ней хотя бы общее представление об основных закономерностях распределения парагенетических ассоциаций вулканитов в пространстве и во времени очень трудно.

Полностью разделяя высказывания Ю. А. Кузнецова [9] о том, что всякие гипотетические представления не должны служить для определения таких кардинальных в геологии понятий как магматический комплекс или формация, и, что только установленные в поле парагенезисы магматических пород могут приниматься во внимание при формационном анализе и определении понятия «формация», мы считаем, что вопросы формационного анализа новейших вулканических образований Армении должны решаться именно на указанных Ю. А. Кузнецовым [9] принципах и основываться на наблюдаемых в поле реальных взаимоотношениях между вулканическими породами. Руководствуясь тем, что всякая ассоциация магматических пород, связанная парагенетическими отношениями, вне зависимости от ее сложности и размеров, может быть определена как магматическая формация [9], мы за наименьшее формационное подразделение выбрали те ассоциации вулканитов, которые сохраняют свой петрографический состав и петрохимические особенности, по крайней мере, в пределах определенных вулcano-структурных областей, принимая во внимание, конечно, их стратиграфическую близость и внутреннюю геологическую связь, обусловленную общностью источника их происхождения.

Общая картина формационной систематики вулканических пород Армении отображена, соответственно, в приложенной к тексту таблице (табл. 1).

До того, как остановиться на геологических и петрогенетических критериях выделенных парагенезисов вулканических образований, мы считаем нужным вкратце проанализировать ту тектоническую обстановку, которая предопределяет основные закономерности верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма.

В тектоническом отношении верхнеплиоцен-четвертичные вулканические процессы контролировались байкало-каледонскими, герцинскими и раннеальпийскими структурами СЗ—ЮВ простирания, а внутри последних—дифференциальными вертикальными движениями складчатоблоковых структур и ограничивающими их, поперечными к древнему плану складчатости, разрывными нарушениями.

Относительно самостоятельные блоковые сегменты земной коры ха-

ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ

Вулкано-тектонические зоны		Транскавказское меридиональное поднятие			
Вулкано-тектонические подзоны		Кечутская	Арагацкая	Гегамская	
ТИПЫ МАГМ И ВУЛКАНИЗМА	Магмы чистой линии	Материнская-мантинская	Долерито-базальтовая ассоциация		
		Первичная-коровая	Ливарит-дацитовая ассоциация		
	Мантинго-коровые магмы	Сквозькорый-линейный вулканизм	Центральный моногенный вулканизм	Андезито-базальт-дацитовая ассоциация (Двупироксеновый и роговообманковый типы) $Q_1 - Q_2$	Андезито-базальт-дацитовая ассоциация (Двупироксеновый тип) $Na_2 ar - Q_3^2$
			Андезито-базальт-андезитовая ассоциация (Двупироксеновый тип) $Q_2$	Андезито-базальт-дацитовая ассоциация (Двупироксеновый тип) $Na_2 ar - Q_3^2$	Базальт-андезитовая ассоциация (Монопироксеновый тип) $N_2 ar - Q_3^0$
			Фации: эффузивная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: мощные лавовые толщи покровного типа	Фации: эффузивная, эффузивно-экструзивная, эксплозивная, ипсимбритовая, ипнеспумитовая. Морфоструктурные особенности: куполовидные вулканы, лавовые потоки	Фации: эффузивная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: полигенные вулканы, шлаковые, лавовые, лавовые конусы, лавовые потоки
			Фации: экструзивная, эффузивная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: куполовидные вулканы, лавовые потоки	Фации: эффузивная, эффузивно-экструзивная, эксплозивная, ипсимбритовая, ипнеспумитовая. Морфоструктурные особенности: полигенные вулканические массивы, шлаковые, лавовые, немзо-лавовые конусы, агломератовые потоки, покровы ипсимбритов и ипнеспумитов.	Фации: эффузивная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: шлаковые, лавовые и шлаково-лавовые конусы, лавовые потоки

## АССОЦИАЦИИ АРМЕНИИ

## Мисхано-Зангезурский мегаантиклинорий

Айоцзор-Варденисская	Сюникская	Кафанская
агломератовые потоки, эксплозивные образования		
<p><b>Андезито-базальт-андезитовая ассоциация</b></p> <p>(Монопироксен-роговообманковый тип)</p> <p><math>Q_1 - Q_2^2</math></p> <p>Фаши: эффузивная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: шлаковые и лавовые конусы, лавовые потоки.</p>	<p><b>Грахибазальт-грахиандезитовая ассоциация</b></p> <p>(Роговообманково-пироксеновый тип, часто с апатитом)</p> <p><math>N_2 ak (?) - Q_3^2</math></p> <p>Фаши: эффузивная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: полигенные столбчатые вулканы и вулканические массивы, шлаковые и лавовые конусы, лавовые потоки.</p>	<p><b>Базанитовая ассоциация:</b> меланократовые щелочные нефелиновые базаниты и лимбургиты (оливин-пироксеновый и роговообманково-пироксеновый типы)</p> <p><math>Q_1^1</math></p> <p>Фаши: эффузивная, эксплозивная. Морфоструктурные особенности: шлаковые конусы, лавовые потоки.</p>

рактируются различными мощностями и отличаются составом и степенью консолидации слагающих их комплексов пород. В связи с этим, возникающие в верхней мантии напряжения распределяются в коре неоднородно, обуславливая различную амплитуду вертикальных перемещений отдельных ее сегментов. Нельзя не указать и на отсутствие полной синхронности в блоково-глыбовых перемещениях различных структур.

Таким образом, в тектоническом отношении неовулканическая область не является единой, она имеет мозаично-блоковое строение.

Каждая из блоковых структур одновремени является изолированной очаговой областью вулканизма.

Сложная тектоническая обстановка позднеорогенной активации Складчатого пояса Армении не могла не отразиться на особенностях вулканических проявлений и обусловила то обстоятельство, что феноменологическая картина вулканизма, формационные, фациальные петрохимические особенности вулканических комплексов в различных структурных зонах приобрели специфические особенности [21].

Вместе с тем, чрезвычайная пространственная близость отдельных структурных зон или блоков обусловила тесную взаимосвязь и общность некоторых особенностей вулканизма и вулканических образований и расположенных по соседству вулкано-структурных зонах и подзонах.

Новейший вулканический пояс Армении разделяется на две главные области или зоны: Западную и Восточную [20, 21]. Фактически, это крупные мегаблоки, представляющие, соответственно, Транскавказское поперечное поднятие и Мисхано-Зангезурский мегаантиклинорий [12].

Тектоническое строение Транскавказской зоны поперечного поднятия отличается большой сложностью. Она не является единой мегаантиклинальной структурой. Это гетерогенная структура, приспособленная к местам наибольшего поднятия древнего фундамента, представленная системой разноориентированных блоковых поднятий, разделенных широтными относительно прогнутыми линейными участками.

В пределах Армянского сегмента Транскавказской зоны находятся две полосы блоковых поднятий: Кечутская и Арагацкая, разделенные структурами среднеальпийской складчатости: Севано-Ширакским синклинорием и Базумским горстовым поднятием.

Вполне наглядно выражена пространственная приуроченность новейшего вулканизма к участкам блоковых поднятий древнего фундамента. Определенная специфика вулканизма и рассматриваемые ниже парагенетические ассоциации вулканитов Транскавказской зоны служат основанием для выделения ее в качестве самостоятельной вулкано-структурной зоны.

Зона Мисхано-Зангезурского антиклинория в какой-то мере контролируется Анкавано-Сюникским глубинным разломом. В пределах этой структуры, ориентированной в СЗ—ЮВ направлении, обособляются Гегамское, Айондзор-Вардениское, Сюникское и Кафанское разноориентированные блоковые поднятия. В современном рельефе они выражены овальными шитовидными вулканическими массивами, насаженными на

складчато-глыбовые основания. По этой причине современные морфологические особенности щитовидных вулканических массивов обусловлены, с одной стороны, структурной позицией и особенностями тектоники субстрата, с другой — бронирующими его мезокайнозойскими отложениями.

Принципиальные отличия вулканизма и вулканических образований двух крупных и подчиненных им более мелких структур, так же как и специфика, представляющая каждую структуру, вулканических комплексов, на которых мы сейчас остановимся, отражены в таблице 1.

В петрогенетическом отношении все вулканические комплексы Армении являются представителями трех самостоятельных типов магм: материнской — мантийной, первично-коровой и мантийно-коровой или дифференциационно-ассимиляционной.

### Вулканические комплексы первичных мантийных магм

Представлены линейными (трещинными) излияниями недифференцированных оливиново-базальтовых магм. Являются типичными представителями анхимогенной формации [16]. По одному мнению исследователей, излияния базальтов происходили через сквозькоровые излияющие трещины. О связи с постоянным источником в верхней мантии свидетельствуют огромные объемы постоянных по составу лав.

Изучение петрогенных окислов в десятках последовательно излившихся потоков не выявило сколько-нибудь существенных вариаций, связанных с возможной дифференциацией или контаминацией первичной выплавки магмы.

Устойчивость главных петрохимических показателей мантийных базальтов отмечалась неоднократно. Она выражена в постоянстве суммы  $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$  (alkal), в узком диапазоне колебаний  $SiO_2$ , в постоянстве индексов затвердевания (по Куно) и показателя родства (по Ритману)  $\sigma = (Na_2O + K_2O)^2 : SiO_2 - 43$  и др.

Сквозные излияния мантийных базальтов залегают покровообразно, покрывая сотни  $км^2$  площади, достигая 300—400 м мощности. Структура лав полнокристаллическая долеритовая, офитовая, микродолеритовая, реже порфирировая и микропорфирировая. Полная кристаллизация расплава объясняется относительно низкой начальной вязкостью, температурой, близкой к температуре его ликвидуса, и тем, что расплав кристаллизовался в узком температурном интервале и в ходе кристаллизации менял свою вязкость в небольших пределах [15].

Обширные лавовые плато рассматриваемого типа базальтов известны на Кечутском нагорье (Лорийское плато, Гукасянский и Амасийский районы), на Арагацком нагорье (бассейн р. Ахурян, включая и турецкую часть Армянского вулканического нагорья), в пограничной зоне Арагацкого и Гегамского нагорий (Приереванский район, Котайкское плато), на Гегамском нагорье (окрестности гг. Камо, Севан, села Лчашен и, по последним данным Э. Х. Харазяна, бассейн р. Аргичи). В геологической литературе они известны как «долеритовые базальты».

Существует мнение [2], что долеритовые базальты окрестностей гор Камо являются «инородными», т. е. непосредственно не связанными с вулканизмом собственно Гегамской вулканической области. Однако эта точка зрения ничем не обоснована, и на сегодня имеются все основания говорить о массовых излияниях долеритовых базальтов и на Гегамском нагорье [1]. Таким образом, область распространения долерито-базальтовой формации не ограничивается пределами «Транскоавказского ареала», как это предполагалось раньше [5], а включает в себя пограничную область Гегамского нагорья Мисхано-Зангезурской мегаантиклинальной структуры [21].

Кечутскую, Арагацкую и Гегамскую области мы рассматриваем как самостоятельные очаговые зоны базальтового вулканизма. Об этом свидетельствует не только пространственная разобщенность ареалов, но и петрохимическая специфика лав в каждой из них [3, 20]. Фактически, мы имеем дело с тремя субформациями базальтов, отличающимися относительной геологической самостоятельностью, локальными особенностями петрохимических признаков, но в то же время входящими в состав более крупной петрографической формации.

В целом формация первичных магматических базальтов относится к семейству щелочных лав. Наиболее щелочными из базальтов являются лавы Гегамского нагорья. Значение коэффициента Ритмана— $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2/\text{SiO}_2 - 43$  убывает в следующей последовательности: Гегамская область—4,2; Кечутская область—3,9; Арагацкая область—3,0.

Долеритовые базальты Гегамского нагорья представлены атлантическим (натриевым) типом. По классификации Ритмана они относятся к переходной (суб-известково-натриевой) серии. Базальты остальных областей представлены тихоокеанским (кальцевым) типом в известково-щелочной серии. В этой серии арагацкие базальты отличаются относительно высокой глиноземистостью и кремнеземистостью.

### Вулканические комплексы первичных коровых магм

Вулканисты, производные от первичных коровых магм, составляют самостоятельную генетическую группу и представлены липарит-липарито-дацит-дацитовой парагенетической серией пород. Дацитовая составная часть указанного парагенетического комплекса имеет подчиненное значение, а иногда и вовсе отсутствует. Вулканисты липарит-дацитовой парагенетической ассоциации размещаются независимо от других петрологических серий, как в пространстве, так и во времени.

В каждой из вулкано-структурных подзон липарит-дацитовый вулканизм представляет локальное, не получившее широкого распространения, явление. В каждой из самостоятельных структур (блоков) на небольшой площади сосредоточены от одного до нескольких центров активности липаритовой магмы, расположенных в непосредственной близости друг от друга. Это обстоятельство указывает на связь коровых очагов магмы с поверхностью несколькими каналами. Следовательно, для

липарит-дацитовый вулканизм можно отнести к многовыходному, а еще вернее, к многоосевому типу, но не к ареальному (площадному), как это полагают некоторые исследователи [4, 6].

Липарит-дацитовый вулканизм во всех аспектах детально изучен С. Г. Каранетяном [6]. Центры активности представлены обособленными в пространстве моногенными конусами типа вулканических куполов и трещинных экструзий.

В фаціальном отношении рассматриваемая серия вулканитов представлена как лавовыми (липариты, липарито-дациты, дациты, обсидианы), так и лавокластическими образованиями (лавобрекчии, литондные пемзы) и туфами.

Мы полностью разделяем точку зрения об образовании липарит-дацитовой магмы за счет палингенного плавления гранитно-метаморфического слоя земной коры [6]. Пространственная разобщенность очагов липаритового вулканизма (до 70—80 км) указывает на то, что тепло, необходимое для выплавления магмы из гранитного материала коры, не поступало в региональных масштабах. Выделяясь из первичных источников в мантии и следуя восходящим потокам базальтовых магм, оно поступало по разломам, обуславливая местное повышение температуры и плавление.

Нам представляется, что начальные анатектические выплавки имели более лейкократовый состав. Дальнейшая аккумуляция тепла и разогрев пород обусловили выплавление более тугоплавкого остатка, в связи с чем в расплаве увеличилась роль амфотерной части и меланократовой составляющей.

Наблюдаемая антидромная последовательность магматической эволюции от липаритов к дацитам, возможно, объясняется именно этим обстоятельством. Антидромная последовательность излияния может быть связана также с дифференциацией в очаге [6]. Обращает на себя внимание тот факт, что появление умеренно кислых магм связано с наиболее крупными вулканами (Атис, Гутансар, Гехасар), что, вероятно, объясняется большой продолжительностью активности очагов, а следовательно, и большими масштабами процессов палингенеза и магматической дифференциации. Вулканические центры, активность которых была ограничена во времени, представлены липарит-липарит-дацитовой ассоциацией вулканитов.

Связь липаритовых вулканов с разобщенными локальными очагами земной коры обуславливает петрохимическую индивидуальность свойственных им вулканитов [3, 6, 7, 20, 21].

По времени проявления липарит-дацитовый вулканизм относится к верхнему плиоцену (апшерон)—нижнему плейстоцену [6]. Хотя кислый вулканизм следует непосредственно за мантийным базальтовым вулканизмом, между двумя генетически разобщенными типами магматических пород, породы переходного состава отсутствуют. В структурно-пространственном плане базальтовый (мантийный) и липарит-дацитовый (ко-

ровый) вулканизм четко ограничивается и по месту проявления совпадает редко.

Мы уже отмечали, что липарит-дацитовый вулканизм одинаково характерен как для Транскавказского поперечного поднятия, так и для Мисхано-Зангезурского антиклинория. При этом липаритовый вулканизм зоны Транскавказского поперечного поднятия не ограничивается районом предполагаемого [4] ее совмещения со структурой «Северной дуги».

В пределах этого поднятия он широко представлен в турецкой части Армянского нагорья [23], на Кечутском нагорье Армянской ССР и в Ахалкалакской вулканической области. На Кечутском нагорье породы липаритового ряда известны в районе Епы-ея. Возраст последних, по данным лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Арм. ССР (три определения по калий-аргоновому методу), составляет  $1,6 \pm 0,6$  мил. лет. В пределах того же Кечутского нагорья в районе Лорийского плато мощные пачки липаритовых песков залегают непосредственно на верхнеплиоценовых долеритовых базальтах.

Породы липаритовой формации широко представлены в пределах зоны Транскавказского поперечного поднятия в районе Приэльбрусья [13, 14], где они также имеют позднеплиоценовый—акчагыльский и апшеронский возраст.

Принимая во внимание все вышеизложенное, вряд ли можно сомневаться в том, что в позднеплиоценовое время образование коровых очагов липаритовой магмы имело место как в Мисхано-Зангезурской структуре, так и в зоне Транскавказского поперечного поднятия.

### Вулканические комплексы мантийно-коровых магм

Длительный контакт мантийной магмы с породами коры обуславливает значительные химические изменения ее первичного состава. Химические взаимодействия между магмой и боковыми породами коры или полное расплавление и усвоение этих пород магмой приводят к образованию мантийно-коровых расплавов.

Мантийно-коровый вулканизм отличается исключительным разнообразием типов извержений и состава вулканитов. К тому же, с ним связана наиболее представительная группа магматических (вулканических) пород Армении (более 70% объема всех вулканитов). Эндометаморфизм первичных подкоровых магм в различных структурных единицах Армении происходил с различной интенсивностью. Наиболее глубоко он выражен в Транскавказской зоне вулканизма, о чем свидетельствуют большие объемы апатектических расплавов андезито-дацит-дацитовой магмы.

В мантийно-коровых магматических процессах большую роль играли явления кристаллизационной дифференциации. Однако, представления о дифференциации магмы не объясняют все аспекты кислого мантийно-корового вулканизма.

Полиформационный комплекс мантийно-коровой группы вулканитов

представлен в следующих парагенетических ассоциациях: андезитобазальт-андезит-андезито-дацит-дацитовый, андезитобазальт-андезитовой, базальт-андезитобазальт-андезитовой, трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахиандезитовой, базальт-андезитовой.

Наиболее сложные парагенетические комплексы вулканитов характерны для Западной зоны вулканизма. Андезитобазальт-андезит-андезито-дацит-дацитовый парагенетический комплекс вулканитов этой области, с резко подчиненными объемами базальтов, представлен двумя субформациями: двупироксеновой (авгит-гиперстеновой) и пироксен-роговообманковой, соответственно представляющими Арагацкую и Кечутскую вулкано-структурные подзоны (табл. 1). В Арагацкой подзоне указанный парагенетический комплекс вулканитов представлен тремя последовательными циклами: верхнеплиоцен-нижнечетвертичным, среднечетвертичным и верхнечетвертичным. Субформация Кечутской подзоны, как это следует из материалов Э. Х. Харазяна [17], относится к ниже-среднечетвертичному времени ( $Q_1-Q_2$ ). По его же данным, в Кечутской подзоне для среднечетвертичного цикла вулканизма возможно выделение самостоятельной андезитобазальт-андезитовой парагенетической ассоциации (авгит-гиперстеновый тип).

Кислые дериваты вулканитов наибольшим распространением пользуются в Арагацкой подзоне. Особо большое развитие имеют здесь игнимбритовая, игниспумитовая (туфолавовая) и другие пирокластические фации кислых вулканитов.

На Кечутском вулканическом нагорье игниспумиты отсутствуют, игнимбриты известны в южной, пограничной с Арагацкой областью, зоне. Мы полагаем, что игнимбритовый вулканизм не был характерен для Кечутской области. Возможно, что наличие игнимбритов в ее южной части объясняется влиянием очага Арагацкой области, что при чрезвычайной пространственной близости двух смежных вулкано-структурных подзон вполне возможно. Такой вывод подтверждается тем, что игнимбриты представляют пирокластическую фацию авгит-гиперстеновых, андезит-дацит-дацитовых вулканитов, каковые в Кечутской вулканической области отсутствуют.

Петрогенетическое единство андезитобазальт-андезит-андезито-дацит-дацитовый серии вулканитов бесспорно доказывается на Арагацком нагорье. Еще в свое время П. И. Лебедев [10] правильно заметил, что каждый вулканический цикл Алагеза (Арагаца) имеет свою андезитобазальтовую фазу. Следовательно, искусственно отрывать андезитобазальты от единого парагенетического комплекса пород и считать их самостоятельной формацией другой тектонической зоны, как это предлагает К. И. Карапетян [4], нет никаких оснований.

Вопросы петрологии андезитобазальт-дацитовой серии вулканитов все еще однозначного освещения не получили. Эти вопросы требуют специального анализа и в объеме данной статьи вряд ли могут быть рассмотрены с необходимой полнотой. Кристаллизационная дифференциация

ция базальтовой магмы, которую предлагают некоторые исследователи, требует допущения существования на глубине огромного объема железо-магнезиального остаточного расплава (аккумулята), образовавшегося после отделения кислых дифференциатов. С позиций теории дифференциации нерешенной остается пресловутая проблема пространства. В этой связи напрашивается вывод об активном вовлечении в процесс магмообразования гранитного материала земной коры. Об этом свидетельствуют нарастающие объемы кислых расплавов во времени в каждом из вулканических циклов и гомодромная последовательность чередования основных вулканитов с кислыми.

Об активных мантийно-коровых процессах свидетельствуют значительные вариации отношения  $S_{\text{r}}^{87}/S_{\text{r}}^{86}$  для андезито-базальт-дацитового ряда вулканитов, достигающие наибольшего значения в дацитовых игнимбритах Арагацкой области (0,711). Для сравнения укажем, что определенные по каменным метеоритам «исходные» отношения составляют примерно 0,699, а средняя для океанических базальтов составляет 0,704.

Перейдем к рассмотрению парагенетических ассоциаций мантийно-коровых вулканитов Восточной зоны вулканизма. Последние, как видно из представленной схемы (табл. 1), в целом отличаются от вулканических комплексов Западной зоны. Это различие выражено, прежде всего, отсутствием кислых членов вулканических серий и других особенностей, отображенных в таблице 1.

Наиболее представительным типом вулканических пород являются андезито-базальт-андезитовые вулканиты. В Гегамской и Сюникской подзонах они ассоциируют с базальтами, составляя с последними единый парагенетический комплекс. В Айоцзор-Варденисской подзоне базальты не констатированы, но наличие их не исключено. В Кафанской подзоне мы имеем моноформационный базанитовый тип вулканизма.

Намечаются определенные различия между базальт-андезитовой серией вулканитов Гегамского и Сюникского нагорий; вулканический комплекс Сюникской области имеет резко выраженный щелочной характер и является более меланократовым. В отличие от Гегамской области здесь, наряду с оливниновыми и пироксеновыми вулканитами, хорошо представлены и роговообманковые лавы и лавокласты. Последние характерны и для Айоцзор-Варденисской области [5].

Увеличение щелочности и меланократовости является общей закономерностью латеральных изменений по направлению от Гегамской подзоны к Кафанской. В этом же направлении происходит постепенное увеличение роли вулканических пород основного состава.

На Гегамском нагорье господствуют андезито-базальты-андезиты, на Сюнике—базальты-андезито-базальты. В Кафанской области вулканизм выражен слабо и представлен только лишь оливниновыми и более щелочными роговообманковыми базанитами. Оба типа вулканитов являются дифференциатами единой базальтоидной магмы, средний состав

которой в доставленном на земную поверхность виде соответствует нефелиновым базанитам и лимбургитам.

Базальты Восточной зоны вулканизма связаны с центральной мезогенной активностью. Вулканический акт осуществлялся из промежуточных коровых очагов и был представлен как в эффузивной, так и в эксплозивной форме. Центральный базальтовый вулканизм в Западной зоне, как исключительно редкое явление, известен в Арагацкой области.

Кислые члены вулканитов в Восточной зоне вулканизма исключительно ограничены. Они, фактически, конгатируются в одном-двух пунктах, где связаны с деятельностью крупных вулканических центров. В пределах обширной вулканической области Сюникской кислые вулканиты дацитового состава известны на крупном полигенном вулканическом массиве Ишханасар [18] и в составе Горнеской вулканогенно-обломочной толщи. В целом объем кислых вулканитов Восточной зоны вулканизма не превышает 0,5% общего объема всех вулканитов.

Роль процессов усвоения вещества земной коры основными (подкоровыми) магмами при образовании средних по составу пород Восточной зоны на примере Ишханасарского массива Сюникской подзоны убедительно доказана А. В. Гуциным, но в целом этот процесс в Восточной зоне по сравнению с Западной зоной протекал довольно слабо. Такое обстоятельство может быть обусловлено многими причинами. Во-первых, следует отметить, что Транскавказское поперечное поднятие и Мисханю-Запагезурский антиклинорий представляют регионы многофазного орогена с различной степенью подвижности. Мисханю-Запагезурский антиклинорий отличается высоким положением гранитного слоя и его утоньшением. Геофизические наблюдения указывают на приподнятое положение поверхности Мохо и возрастание мощности «базальтового» слоя в юго-восточных районах Армении. В целом надо полагать, что геодинамические условия проявления вулканизма в двух смежных структурных зонах были различными. Об этом свидетельствуют хотя бы закономерности пространственного расположения центров активности и некоторые феноменологические особенности вулканизма.

Вулканические центры Гегамского и Сюникского нагорий, Айоцзор-Варденисской области и Кафанского антиклинория имеют линейное или близкое к линейному расположение. Это обстоятельство свидетельствует о том, что главные магмоподводящие каналы представляли узкие линейные нарушения. Уже это обстоятельство указывает на то, что возможность контакта восходящих магматических расплавов с боковыми породами была весьма ограничена. Особенности расположения вулканических центров на Арагацком вулканическом нагорье [19] указывают на то, что магматические массы здесь поднимались по сложной разветвленной сети взаимно пересекающихся трещин. Расположенный в центре области крупный полигенный вулкан Арагац был ареной неоднократных вулканотектонических проседаний и образования концентрических трещин вокруг глубинного магматического очага. Все это создавало благоприятные условия для контаминации первичных расплавов и увеличения их объемов

и как следствие апатексиса боковых пород кровли магматического бассейна, кислотности расплавов.

На Кечутском вулканическом нагорье, по сравнению с Арагацкой областью, условия контаминации магмы были менее благоприятные. Но и здесь пересечение субширотных и меридиональных структур создавало определенные предпосылки для появления кислых магм.

Все же, причину разнообразия пород двух смежных структурных зон нельзя считать окончательно выясненной, и в дальнейших исследованиях следует на это обратить особое внимание.

Мы не претендуем на универсальность предложенного нами формационного расчленения новейших вулканических образований Армении и не сомневаемся в том, что дальнейшие исследования внесут определенные коррективы в предложенную нами схему парагенетических ассоциаций вулканитов.

В перспективе следует обратить особое внимание на изучение стратиграфических взаимоотношений между отдельными типами и комплексами вулканических образований и на вопросы корреляции парагенетических комплексов различных блоковых структур.

Все это, в конечном итоге, поможет создать более стройную теорию происхождения главнейших вулканических комплексов Армении и окончательно выяснить пространственные и хронологические закономерности их размещения.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 19.III.1974.

Կ. Փ. ՇԻՐԻՅԱՆ

ՀԱՅՍՏԱՆԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ (ՎԵՐԻՆ ՊԼԻՈՑԵՆՅԱՆ-ՉՈՐՐՈՐԳԱԿԱՆ)  
ՀՐԹԵՆՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻՍՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՂՐԷ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում շարադրվում են Հայաստանի նորագույն հրաբխային ապարների ֆորմացիոն դասակարգման հարցում տեղ գտած թերոթյունները և առաջարկվում է դասակարգման նոր սխեմա:

Նորագույն հրաբխային ապարների բոլոր հայտնի տիպերը ստորաբաժանվում են երեք հիմնական պետրոլոգիական խմբերի՝ առաջնային կամ թիկնոցային, սկզբնակեղևային և թիկնոցա-կեղևային, իրենց հատուկ ապարների պարադենետիկ ասոցիացիաներով (ֆորմացիաներով):

Պարադենետիկ ասոցիացիաներն առանձնացվում են Յու. Ա. Կույնեցովի կողմից առաջարկված ֆորմացիոն անալիզի տեսության պահանջներին համապատասխան, ելնելով ապարների առանձին խմբերի երկրաբանական ներքին կապից, նրանց ստրատիգրաֆիական դիրքից, պետրոլոգիական և պետրոֆիզիական առանձնահատկություններից և նրանց սնող մագմատիկ օջախների ընդհանրությունից:

Առանձնացվում են ապարների պարագենետիկ ասոցիացիաների հետևյալ խմբերը՝ բազալտային, բազանիտային, տրախիբազալտ-անդեզիտային, բազալտ-անդեզիտային, անդեզիտա-բազալտ-անդեզիտային, անդեզիտա-բազալտ-դաջիտային և լիպարիտ-դաջիտային:

Հրաբխային ասոցիացիաների (ֆորմացիաների) առանձին տիպեր կապված են որոշակի հրաբխա-տեկտոնական մարզերի հետ:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Саядян Ю. В., Карапетян К. И. Ереван—Севап. Путеводитель экскурсий IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Ереван. 1973.
2. Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Гукасян Р. Х. О стратиграфическом положении и возрасте маньчарских лав. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.
3. Иванов Р., Ширинян К. Г. Нормативно-петрохимическая классификация новейших вулканических пород Армении. Магматизм и металлогения Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1972.
4. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
5. Карапетян К. И. Новейшие магматические формации Армении. Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. (Карпаты, Крым, Кавказ). «Наука», Сибирское отделение, 1973.
6. Карапетян С. Г. Особенности состава и строения новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1972.
7. Карапетян С. Г., Меликсетян Б. М. Особенности распределения аксессуарных минералов и микроэлементов в новейших липаритовых вулканитах Армении. Магматизм и металлогения Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1972.
8. Коларов А. Н., Сковородкин Н. В., Карапетян С. Г. Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. Геохимия, № 6, 1972.
9. Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. «Геол. и геофиз.», № 8, 1973.
10. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. Алагез, потухший вулкан Армянского нагорья. Изд-во АН СССР, 1930.
11. Луцкий И. В. Основы палеовулканологии. «Наука», т. 2, 1971.
12. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1957.
13. Милановский Е. Е. Основные черты истории плиоценового и антропоценового вулканизма Кавказа. Матер. совещ. по изуч. четверт. пер., т. 2. Изд-во АН СССР, 1961.
14. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Нижнецегемский вулканический район (Северный Кавказ). Вест. Моск. ун-та, сер. геол., № 4, 1969.
15. Назаретян Л. Б. К вопросу о генезисе долеритовых лав Лорийского плато. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1972.
16. Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. Известия АН СССР, серия геол., № 4, 1970.
17. Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев р. Ахурян (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
18. Ширинян К. Г. Гналокластиты и условия их образования в Армении. Сб. «Палеовулканология и пробл. вулк. формаций». Тр. Лаб. палеовулканологии, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
19. Ширинян К. Г. О петрохимических неоднородностях плио-плейстоценовых вулканитов Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.

20. *Ширинян К. Г.* О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 5—6, 1967.
21. *Ширинян К. Г.* О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. Сб. «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ)». «Наука», Сибирское отд., 1973.
22. *Kuno H.* High alumina Basalt. Journal of Petrology, vol. 1, № 2, 1960.
23. *Pasquare G.* Cenozoic volcanics of the Erzerum area (Turkish Armenia) Geologische Rundschau, Band 60, Stuttgart, 1971.

УДК 552.313

С. А. ЗОГРАБЯН

О СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ БАРАБАТУМСКИХ  
КВАРЦЕВЫХ АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВ КАФАНСКОГО  
РУДНОГО ПОЛЯ

При изучении вулканогенных толщ чрезвычайно важным вопросом является правильное выделение различных фаций вулканических образований. В этом отношении в Кафанском рудном поле многими поколениями геологов проделана большая работа, однако некоторые вопросы все еще не нашли своего окончательного решения. В частности, сказанное касается выяснения характера и места в истории развития Кафанского рудного поля андезито-дацитовых кварцевых порфиров (ранее известных под названием барабатумских кварцевых порфиров), привлекавших еще издавна внимание исследователей несколько необычным внутренним строением и наличием в них крупных бипирамидальных кристаллов—вкрапленников кварца.

В настоящее время общепринятым является представление об эффузивной природе этих пород, хотя некоторыми исследователями высказаны и иные точки зрения. А. Т. Асланян [2], принимая эффузивный характер кварцевых порфиров, в то же время допускает, что эти породы могут быть пластовой интрузивной залежью. Г. О. Григоряном [4] было высказано мнение об экструзивном характере барабатумских кварцевых порфиров.

Помимо научного значения, решение этого вопроса важно также с практической точки зрения—именно в кварцевых андезито-дацитах сосредоточено весьма перспективное в отношении золота и полиметаллов оруденение Шаумянского месторождения.

Автор статьи в течение ряда лет, занимаясь структурно-геологическими исследованиями на территории Кафанского рудного поля и на собственно месторождениях Кафан и Шаумян, специальное внимание уделял изучению внутреннего строения и контактовых взаимоотношений описываемых пород с окружающими вулканогенными толщами. Большой фактический материал, полученный в результате этих исследований, позволяет нам иначе трактовать ряд устоявшихся представлений, касающихся природы и деталей внутреннего строения описываемых пород и отнести их к субвулканическим телам, прорывающим эффузивно-пирокластические образования средней юры.

Андезито-дацитовые кварцевые порфиры в Кафанском рудном поле слагают два крупных массива, один из которых (называемый нами Каварт-Барабатумским) обнажается на восточных склонах ущелья р. Каварт и несколько вытянут в северо-западном направлении. Восточнее

указанного массива обнажается другой более крупный—Шаумянский массив, площадью примерно в 4 кв.км. Помимо этого, несколько сравнительно небольших выходов кварцевых андезито-дацитов обнажаются или вскрыты горными выработками на различных флангах Кафанского и Шаумянского месторождений.

Упомянутые выше два крупных массива кварцевых андезито-дацитов нами изучены наиболее детально.

Ознакомление с имеющейся по данному вопросу литературой показывает, что многими из авторов—сторонниками эффузивной природы барабатумских порфиритов наблюдались секущие контакты их с окружающими породами. Однако два наиболее существенных обстоятельства сыграли решающую роль в создании и укоренении у исследователей мнения о формировании кварцевых андезито-дацитов путем излияния лав на поверхность Земли или в неглубоководной морской среде. Это—наличие среди описываемых пород их пирокластических разновидностей и маломощных пачек вулканогенно-осадочных образований, содержащих местами остатки ископаемой фауны.

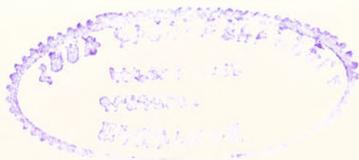
Результаты наших детальных исследований позволяют утверждать, что эти геологические образования не являются сингенетичными с кварцевыми андезито-дацитами, в силу чего они никак не могут служить критериями для суждения об условиях формирования вмещающих их пород.

Брекчиевидные образования, участвующие в строении кварцевых андезито-дацитов и принятые раньше за обычные пирокласты, чередующиеся в разрезе с лавовыми потоками, при более детальном изучении оказались инъекционными вулканическими (эксплозивными) брекчиями, состоящими различной мощности дайкообразные и другой формы тела с крутыми секущими контактами и эпигенетичными относительно вмещающих пород, хотя и парагенетически тесно с ними связанными. Материал, касающийся этого вопроса, и наши соображения о механизме формирования explosивных (инъекционных) брекчий приведены в нашей ранней работе [5] и повторение их здесь, очевидно, излишне.

Что касается фактов нахождения среди кварцевых андезито-дацитов прослоев и пачек вулканогенно-осадочных пород, содержащих в отдельных случаях ископаемую фауну, то этот факт, действительно, мог бы служить веским доводом в пользу эффузивного характера вмещающих их пород, если бы не существование некоторых деталей и особенностей условий их залегания, особенностей, которые позволяют рассматривать эти пачки не как сингенетичные с кварцевыми андезито-дацитами образования, а как останцы (блоки) более древних пород, захваченные при внедрении кварцевых андезито-дацитов и инъекционных вулканических брекчий.

Эти представления основаны на следующих наиболее существенных обстоятельствах.

Слоистые вулканогенно-осадочные породы, залегающие среди барабатумских пород, несомненно, древнее инъекционных вулканических



брекчий, парагенетически тесно связанных с кварцевыми андезито-дацитами — эти породы нередко секутся дайками инъекционных вулканических брекчий (фиг. 1), а обломки их зачастую обнаруживаются среди обломков, составляющих брекчию. Нередки случаи проникновения в пачки вулканогенно-осадочных пород тонких инъекций материала брекчий вдоль плоскостей напластования пород.



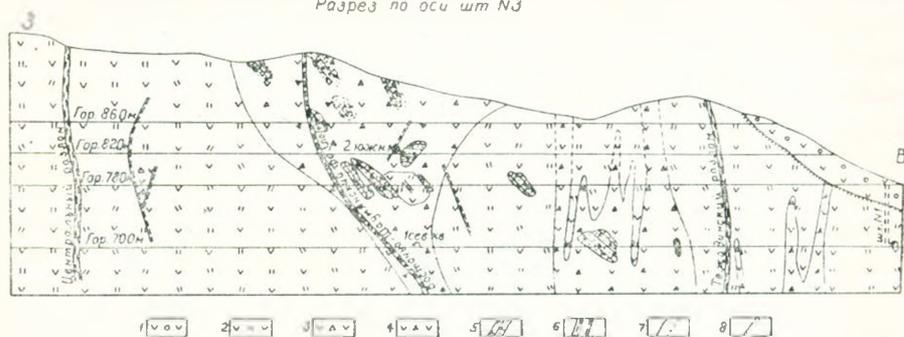
Фиг. 1. Дайка инъекционных вулканических брекчий, секущая туфы вкrest напластования пород. К лежащему боку дайки приурочен прожилок полиметаллического состава. Шаумянское месторождение, шт. № 1, 1285 м. Фото стенки выработки.

Однако наиболее веско о захвате пачек слоистых пород свидетельствуют частые случаи резко нарушенного залегания их в толще кварцевых андезито-дацитов и секущее положение границ блоков относительно слоистости пород (фиг. 2).

Если для нормально залегающих пластов характерно северо-западное простирание с пологим ( $15-25^\circ$ ) падением на северо-восток, что совпадает с элементами залегания восточного пологого крыла Кафанской антиклинали, то в ряде случаев эти породы обнаруживают совершенно противоположное (на  $90^\circ$ ) — северо-восточное простирание, или, наоборот, резко меняются углы падения вплоть до вертикального. Подобные факты нами наблюдались на поверхности и в горных выработках в обоих упомянутых выше массивах кварцевых андезито-дацитов.

Сказанное наиболее ярко проявляется на левом склоне р. Каварт на водоразделе между средними течениями Нижне- и Верхне-Нурибагских ручьев — притоков р. Каварт. На этом сравнительно небольшом участке склона р. Каварт среди барабатумских пород залегает несколько пачек слоистых туфопесчаников. В то время, когда две из этих пачек имеют близкие к нормальному элементы залегания, то углы падения третьей из пачек составляют  $85-90^\circ$ , т. е. залегание пачки почти верти-

Разрез по оси шт № 3



Фиг. 2. Разрез широтного направления (по оси шт. № 3) Шаумянского месторождения. 1—вулканические образования верхней юры; 2—андезито-дацитовые кварцевые порфиры (барабатумские); 3—гидротермальные брекчии (псевдобрекчии) кварцевых андезито-дацитов; 4—инъекционные вулканические брекчии; 5—туфы, туфопесчаники; 6—тектонические нарушения и трещины; 7—границы пород, установленные и предполагаемые; 8—стратиграфически несогласные границы.

кальное. Необходимо отметить, что указанные пачки залегают среди однородной толщи пород и не разделены каким-либо нарушением или другим геологическим телом, влиянием которого можно было бы объяснить вертикальное залегание пласта.

Резкие изменения элементов залегания пластов пород на коротких расстояниях наблюдались также в подземных горных выработках Шаумянского месторождения. Так, в штольне № 3 (гор. 780 м) в районе сбойки ее со штольной № 1 известно несколько пачек слоистых туфов с близким к нормальному северо-западным простиранием пород. В 80 м ниже указанного места в Восточном полевом штреке (гор. 700 м) обнаруживается другая пачка слоистых туфов, простирание которых на 90° отличается от вышеупомянутой пачки, т. е. породы здесь приобретают прямо противоположное—северо-восточное простирание.

Наблюдая, вероятно, подобные факты резко нарушенного залегания отдельных пропластков вулканогенно-осадочных пород, подчищенных выходам барабатумских кварцевых порфиритов, С. С. Ванюшин и др. [3] объясняют это явление как результат влияния сильно проявившейся «вторичной» складчатости. Общеизвестно, однако, что о проявлении интенсивных складчатых процессов в Кафанском рудном поле говорить не приходится.

Рассмотрим факты и наблюдения, полученные при детальном изучении контактовых взаимоотношений кварцевых андезито-дацитов с вмещающими их, разнообразными по составу и строению вулканогенными толщами, которые прямо свидетельствуют о секущей природе описываемых пород.

Каварт-Барбатумский массив с северо-запада контактирует с андезитовыми порфиритами и так называемыми авгитовыми (по Ю. А. Лейе) порфиритами, очевидно, являющимися разновидностью андези-

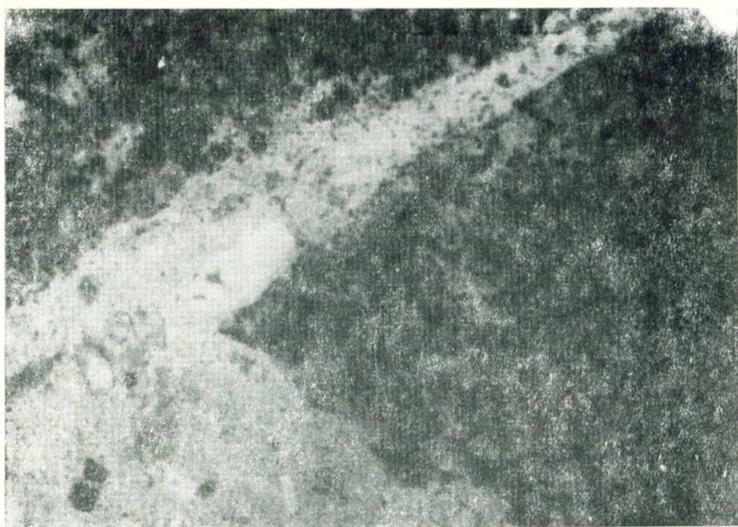
товых порфиритов или отдельным потоком внутри них. С запада на значительном протяжении кварцевые андезито-дациты праничат с вулканогенно-осадочной толщей русла р. Каварт, а с юго-запада, согласно А. Г. Казаряну и В. Т. Акопяну, — с эпидотизированными брекчиевидными порфиритами нижнего байоса (северо-восточные контакты скрыты верхнеюрскими породами и, с рассматриваемой точки зрения, интереса не представляют).

Прослеживание и изучение указанных выше контактов на поверхности в большинстве своем не представляют значительной трудности, благодаря достаточно хорошей обнаженности их, отсутствию интенсивных гидротермальных изменений и контрастного обlickа контактирующих пород, за исключением контактов кварцевых андезито-дацитов с нижними порфиритами, которые почти повсеместно тектонически осложнены и, к сожалению, не дают возможности более или менее четко судить о взаимоблоковых движениях и расколах вмещающих пород.

В водораздельной части между Банным и Водопойным ручьями кварцевые андезито-дациты обнажаются из-под толщи андезитовых порфиритов. Восточный склон Водопойного ручья целиком сложен кварцевыми андезито-дацитами, на которых местами в виде узких язычков или наплавок сохранились андезитовые порфириты и, на первый взгляд, создается ложное впечатление перекрытия андезитами кварцевых андезито-дацитов, однако более молодой возраст последних позволяет считать, что на этом участке обнажается апикальная часть субвулканического тела, сохранившегося частично вместе с останцами пород кровли. Сущность природы кварцевых андезито-дацитов доказывается: наличием на отдельных участках контакта четко проявленной эпидоконтактовой зоны закалки мощностью 1—1,5 м, выраженной в резком сокращении количества и величины порфировых выделений кварца в непосредственной близости с породами кровли; проникновением на ряде участков сложных апофиз кварцевых андезито-дацитов в вышележащие породы и нахождением в кварцевых андезито-дацитах ксенолитов этих пород (фиг. 3); наблюдаемой местами теснейшей «спаянностью» контактируемых пород вплоть до исчезновения четкой контактовой линии между ними, устанавливаемой лишь микроскопически<sup>1</sup>.

Вулканогенно-осадочные образования ущелья р. Каварт, представленные разнообразными туфами, по М. А. Сатяну, соответствуют по составу кварцевым андезито-дацитам и, согласно общепринятой точке

<sup>1</sup> На отдельных отрезках описываемого контакта обнаруживаются обломочные породы, содержащие гальки кварцевых андезито-дацитов, принимаемые некоторыми исследователями за свидетельство размыва последних и налегания на их размытой поверхности андезитовых порфиритов. По нашим наблюдениям, эти обломочные породы, слабые жиллообразной формы тела, являются более поздними по отношению к обоим разновидностям пород, содержат также обломки вышележащих пород и распространены и на других участках рудного поля. Эти образования, содержащие, кроме обломков вулканических пород, в большом количестве и гальки плагногранитов, представляют большой интерес и будут рассмотрены в специальной статье.

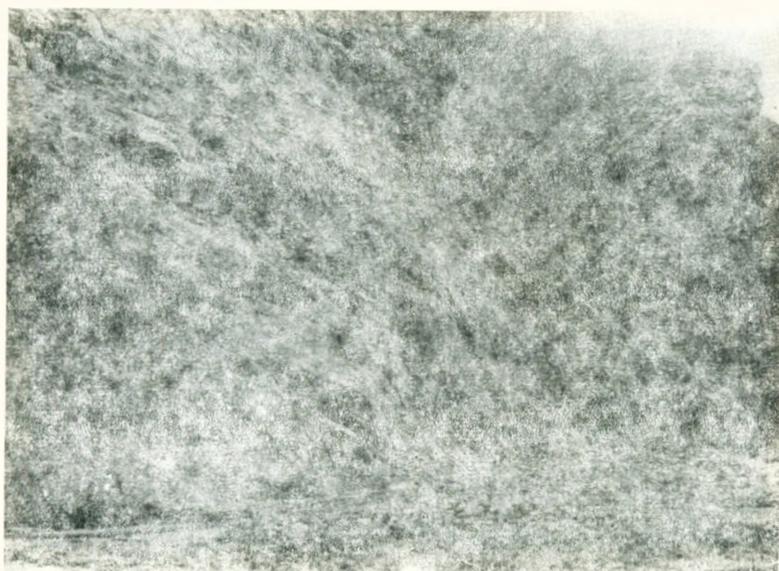


Фиг. 3. Проникновение апофизы кварцевых андезито-дацитов в андезитовые порфиры. Прозр. шлиф. Увел. X40. Николаи П.

зрения, залегают в основании барабатурских пород (по Ю. А. Лейе, это сброшенная и поддвинутая под кварцевые порфиры часть пород так называемой верхней осадочной серии).

По нашим наблюдениям, эти породы также прорываются барабатурскими кварцевыми андезито-дацитами. На всем протяжении контакты этих пород крутые, почти вертикальные (местами даже падают в обратную сторону), явно секущие слоистость вулканогенно-осадочной толщи (фиг. 4).

На одном из участков этого контакта, в русле р. Каварт, в месте впадения в нее Верхнепурибагского ручья часть вулканогенно-осадочной толщи в виде небольшого островка, сохранившегося от размыва, возвышается вдоль дороги Кафан-Ленрудника. Контакт между описываемыми породами на этом участке резкий, крутой, прямой и ровный, слегка осложнен дизъюнктивным нарушением и отчетливо сечет под крутым углом плоскости напластования вулканогенно-осадочных пород. Можно было бы допустить, что кварцевые андезито-дациты и слоистые породы приведены в контакт по дизъюнктивному нарушению, однако целый ряд фактов противоречит такому заключению. В числе подобных фактов, в первую очередь, следует отметить выраженную вдоль всего контакта четко наблюдаемую эндоконтактовую зону закалки и соответствующую закономерную ориентировку контракционных трещин относительно плоскости контакта, определенно свидетельствующую о первичном характере этой плоскости и о том, что именно вдоль нее происходило внедрение и застывание кварцевых андезито-дацитов. Об этом же говорит проникновение вдоль этой плоскости жиллообразного тела инъекционных вулканических брекчий кварцевых андезито-дацитов. При этом



Фиг. 4. Контактная плоскость между барабатумскими андезито-дацитовыми кварцевыми порфиритами (слева) четко сечет слоистость вулканогенно-осадочной толщи (справа). Среднее течение р. Каварт.

прямой и ровный характер контакта на значительном протяжении указывает на то, что внедрение кварцевых андезито-дацитов сопровождалось блоковыми движениями и расколами вмещающих пород.

Секущие контакты кварцевых андезито-дацитов с вулканогенно-осадочными породами, обнажающимися в русле р. Каварт в районе сс. Арфик и Ашотаван наблюдались также В. Т. Акопяном и А. Г. Казаряном, Э. Г. Малхасяном, М. А. Сатнаном, А. Х. Мнацаканян, которые подобные факты интерпретировали как обнажение на этих участках корней излияния («ножки», по Э. Г. Малхасяну) эффузивных в целом пород.

Шаумянский массив кварцевых андезито-дацитов с запада граничит с вулканогенными породами верхней юры по крупному Барабатум-Халаджскому разлому. Восточные границы также проходят по верхнеюрским образованиям. С севера и юга эти породы перекрываются аллювиальными отложениями долины рек Халадж и Вохчи. С юго-запада на значительном протяжении кварцевые андезито-дациты контактируют с вулканогенно-осадочными породами, слагающими склоны ущелья р. Чинар. Благодаря хорошей обнаженности и контрастности пород, контакты их также легко отбиваются. Прослеживание и детальное изучение их, начиная с верховьев р. Чинар до нижнего ее течения (район флотационной фабрики), выявило интрузивное залегание кварцевых андезито-дацитов и на этом участке. Эти контакты также характеризуются крутыми углами падения, секущими слоистость пород, и сопровождаются крупными апофизами, проникающими во вмещающие породы.

Одна из апофиз обнажается в русле р. Чинар в 100 м севернее слияния с ней Барабатумского ручья и в виде дайкообразного тела мощностью 8—10 м сечет слоистость чинарской толщи и сопровождается, в свою очередь, другой более мелкой апофизой, проникшей уже вдоль слоистости пород. Это дайкообразное тело, прорывающее чинарскую вулканогенно-осадочную толщу, обнаружено Р. А. Саркисяном [7], который считает его «ножкой» (устное сообщение) эффузивных кварцевых андезито-дацитов.

Другая апофиза кварцевых андезито-дацитов, секущая породы чинарской толщи, установлена нами на левом склоне нижнего течения р. Чинар. На этом же участке достаточно четко наблюдаются извилистые секущие интрузивные контакты самих кварцевых андезито-дацитов относительно чинарской толщи (фиг. 5).



Фиг. 5. Извилистые интрузивные контакты андезито-дацитовых кварцевых порфиритов (светлое) с породами чинарской толщи. Левый склон нижнего течения р. Чинар.

Весьма примечателен и следующий факт. Принято считать, что мощность пород барабатумской «толщи» на уч. Шаумян наибольшая и составляет, согласно Э. Г. Малхасяну, 350 м. Однако скв. 472, пройденная по кварцевым андезито-дацитам участка Халадж глубиной в 700 м, так и не вскрыла предполагаемой подошвы этой «толщи». Это обстоятельство дало основание Э. Г. Малхасяну предположить, что упомянутая скважина попала в мощную «ножку» — корень эффузива.

Помимо приведенного выше фактического материала, косвенными признаками в пользу субвулканического характера кварцевых андезито-дацитов являются и некоторые детали строения и структуры самих пород. В числе этих признаков можно привести частое нахождение ксен-

литов вмещающих пород среди кварцевых андезито-дацитов, отмеченное также С. С. Ванюшиным, Ю. А. Лейе, Э. Г. Малхасяном и др., довольно высокую степень раскристаллизации пород и полное отсутствие в них стекла; наличие крупных и хорошо ограненных порфировых выделений кварца и роговой обманки, полное отсутствие минералии и отдельных потоков внутри крупных массивов и других признаков, которые характерны для эффузивных образований.

Об этом же, наконец, свидетельствует локальное распространение андезито-дацитовых кварцевых порфиритов, что, по мнению ряда исследователей, объясняется фаціальным переходом этих пород в андезитовые (плагноклазовые) и андезито-дацитовые (кварц-плагноклазовые) порфириты. Однако, четкие и резкие контакты, существующие между кварцевыми андезито-дацитами, с одной стороны, и перечисленными выше порфиритами—с другой, противоречат такому мнению.

### Основные выводы

Обобщение вышеприведенного фактического материала дает основание сделать следующие выводы.

1. Широко известные в Кафанском рудном поле андезито-дацитовые кварцевые порфириты (барабатурские) представлены субвулканическими образованиями, секущими вмещающие их породы—андезитовые (плагноклазовые), андезито-дацитовые (кварц-плагноклазовые) порфириты и вулканогенно-осадочные образования бассейнов рр. Каварт и Чинар.

2. Перечисленные разновидности пород, учитывая близость их химического и петрографического состава и возрастные соотношения, можно отнести к породам эффузивно-пирокластической фации субвулканических барабатурских андезито-дацитовых кварцевых порфиритов, внедрение которых нами рассматривается как завершающий этап верхнебайосского вулканического цикла.

3. Внедрение и формирование кварцевых андезито-дацитов не является одноактным процессом—эти породы сформированы в результате многократного внедрения разных порций умеренно-кислой магмы, о чем свидетельствуют обнаруживаемые на разных участках многочисленные рвущие тела аналогичного состава и структуры, участвующие в строении массивов кварцевых андезито-дацитов.

4. Наиболее поздней стадией формирования кварцевых андезито-дацитов явилось внедрение в эти породы инъекционных вулканических брекчий, возникших в результате прорыва насыщенного газами остаточного расплава.

5. Пачки туфоосадочных пород, обнаруженные в различных частях кварцевых андезито-дацитов, представляют собой блоки более древних пород, захваченные кварцевыми андезито-дацитами и инъекционными вулканическими брекчиями при их внедрении.

6. Тяготение во многих случаях инъекционных тел вулканических брекчий к участкам распространения блоков туфоосадочных пород объ-

яняется сравнительно большей подверженностью этих участков к образованию более поздних расколов в силу механической неоднородности среды, обусловленной резкой контрастностью контактируемых пород.

7. Исходя из субвулканической природы кварцевых андезито-дацитов, названные выше два крупных массива—Каварт-Барабатумский и Шаумянский, вероятно, можно рассматривать и как два самостоятельных тела, нежели как смещенные на значительные расстояния Барабатум-Халаджским разломом части некогда единого тела.

8. Учитывая субвулканический характер кварцевых андезито-дацитов, необходимо внести соответствующие изменения в стратиграфическую колонку вулканогенных пород Кафанского рудного района.

Институт геологических наук  
АН АрмССР

Получила 16.IV.1974.

Ս. Ա. ՉՈՇՐՈՅԱՆ

ՂՍՓՈՒՆԻ ՀՍՆՔՍԻՍՏՏԻ ԲԱՐԱԲԱՏՈՒՄԻ ԲՎԱՐՅԱՅԻՆ ԱՆՂԵԳԻՏԱ-ԳԱԿԻՏԱՆԵՐԻ  
ՍՈՒԲՎՈՒԿԱՆԻԿԱՆ ԲՆՈՒՅԹԻ ՄԱՍԻՆ

Ս. մ փ ո փ ո ս մ

Ղափանի հանրադաշտի սահմաններում տարածված անդեզիտա-գալիտային բվարցային պորֆիրիտները հետազոտողների մեծամասնությունը համարում է էֆուզիվ գոյացումներ: Այդ տեսակետը հիմնավորվում է վերոհիշյալ ապարներում պիրոկլաստիկ առաջացումների և բրածոների պարունակող հրաբխածին-նստվածքային գոյացումների առկայությամբ:

Հեղինակի կողմից ստացված նոր տվյալները վկայում են այն մասին, որ այդ առաջացումներն անդեզիտա-գալիտային բվարցային պորֆիրիտների հետ սինդենետիկ չեն և ներփակող ապարների ծագման վերաբերյալ դատողություններ անելու համար ծառայել չեն կարող: Հաստատված է, որ պիրոկլաստիկ առաջացումներն իրենցից ներկայացնում են ինչեկցիոն հրաբխային (էրսուլզիվ) բրեկչիաներ, որոնք հանդես են գալիս էպիդենետիկ կտրող մարմինների ձևով, իսկ հրաբխային-նստվածքային գոյացումներն ավելի հին ապարների մնացորդային, հաճախակի խախտված բյուկներ են, որոնք բնագրիվել են բվարցային անդեզիտա-գալիտների և ինչեկցիոն հրաբխային բրեկչիանների կողմից նրանց ներդրման ժամանակ:

Բազմաթիվ այլ փաստեր նույնպես վկայում են բվարցային անդեզիտա-գալիտների սուրհրաբխային բնույթի մասին, դրանցից են՝ նրանց կտրող կոնտակտները և ապոֆիլները ներփակող ապարների մեջ, ապարների բյուրեղայնությունը, բվարցի և հոունդլենդի մեծ ու լավ նիստավորված բյուրեղների առկայությունը, այդ ապարների խոշոր զանգվածներում առանձին հոսքերի և նշածև դատարկությունների լրիվ բացակայությունը, տարածման համեմատաբար լուկալ բնույթը և այլ երևույթներ, որոնք բացառում են նրանց էֆուզիվ ծագումը:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Ванюшин С. С., Лебе Ю. А., Малхасян Э. Г. Кафанское медное месторождение. Изд-во Кавк. ИТО Цветмет, Ереван, 1957.
4. Григорян Г. О. О взаимоотношениях медных и полиметаллических руд Кафана. Гр. Арм. ГУ, № 1, 1957.
5. Зограбян С. А. Эксплозивные брекчии кварцевых андезитов-дацитов Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1971.
6. Малхасян Э. Г. О барабатумских кварцевых порфиридах Кафанского района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XI, № 1, 1958.
7. Саркисян Р. А. Об особенностях формирования кварцевых андезитов-дацитов (барабатумских) Кафанского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1970.

УДК 551.243.3

А. В. ВАРДАНИЯН, Э. В. АНАНЯН

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СКВОЗНОГО ПРОФИЛЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

### Общая часть

Изучение характера деформаций разнообразных толщ и свит в пределах разных геотектонических зон Малого Кавказа, а также тектонических структур на стыке указанных зон, имеет важное значение. Это поможет более достоверному установлению границ тектонических комплексов. Особое значение имеет использование геофизических данных с целью установления глубины залегания складчатого фундамента, что позволит с уверенностью выделить тектонические блоки в пределах исследуемых территорий. Оказалось, что такой эффект могут дать сквозные геолого-геофизические профили, составленные на основании полевых наблюдений, вкрест простирания геотектонических зон территории Армянской ССР.

Составление профилей должно выяснить такие важные вопросы, как пространственная связь складчатых деформаций, их морфологические типы, характер разрывных нарушений разных порядков, глубина фундамента, а также блоковое строение земной коры на данных пересечениях.

Подобные геологические работы, направленные на выявление глубинного строения земной коры и осадочного чехла, дадут нам возможность выработать новое представление о его природе и выдвинуть ряд новых вопросов. Интересные данные были получены при составлении сквозного профиля, проходящего с юго-запада на северо-восток по ущельям рр. Арпа (сс. Тапдзик, Арени, Арпи, Ехегнадзор), Гетал (сс. Гетал, Шатни), Ехегис (сс. Алаяз, Ковшут, Гюллидуз), через Варденисский хребет к району с. Зод и далее до гребневой части Севанского хребта.

Профиль составлялся непосредственно в поле в масштабе 1:25000 и на нем фиксировались все наблюдаемые структуры, таким образом избегались, по-возможности, всякие геометрические построения. В дальнейшем профиль был уменьшен до масштаба 1:100000 и достроен до фундамента с учетом данных по изменению мощностей пород. Однако, это достраивание носило несколько гипотетический характер, т. к. изменение мощностей толщ и свит, а также характер складчатости в глубине не ясны. Изменение мощностей толщ и свит определялось по существующим палеогеографическим и палеотектоническим картам. Несколько иной подход был при оценке характера деформаций в глубину с точки зрения остаются ли они такими же, затухают или же, наоборот, усили-

ваются? При этом нами учитывался следующий фактор: в тех районах, где выступают палеозойские образования, они весьма дислоцированы, притом интенсивность дислокаций усиливается в более древних образованиях. Поэтому мы принимаем, что на глубине складчатость не затухает, а наоборот—усиливается.

Учитывая методические указания А. А. Сорского [6] и Шолно [7], на основании полученных полевых геологических данных по линии вышеуказанного профиля построен второй профиль, для чего выбраны два маркирующих стратиграфических горизонта—подошва среднего девона и кровля палеоцен—нижнего эоцена и по ним построены некоторые условные линии, показывающие зеркала складчатости указанных возрастных интервалов. Исходным условием в процессе построения второго профиля явилось то обстоятельство, что образование разрывных нарушений происходит в конечных этапах складкообразования и поэтому их роль не учтена. За основу построения второго профиля принималась нулевая линия, а там, где складки выходили за линию рельефа, строились с учетом их морфологических форм. Эта линия указывает на структурный уровень или же зеркало складчатости данного горизонта.

Третий профиль является наиболее полным, так как он показывает геологическое строение по линии пересечения до складчатого фундамента. Таким образом, при обработке фактических материалов мы предлагаем для данного пересечения три разновидности профиля:

1. Фактически наблюдаемый профиль в масштабе 1:100000.
2. Профиль, показывающий структурный уровень или же положение зеркала складчатости.
3. Профиль, достроенный до фундамента в том же масштабе.

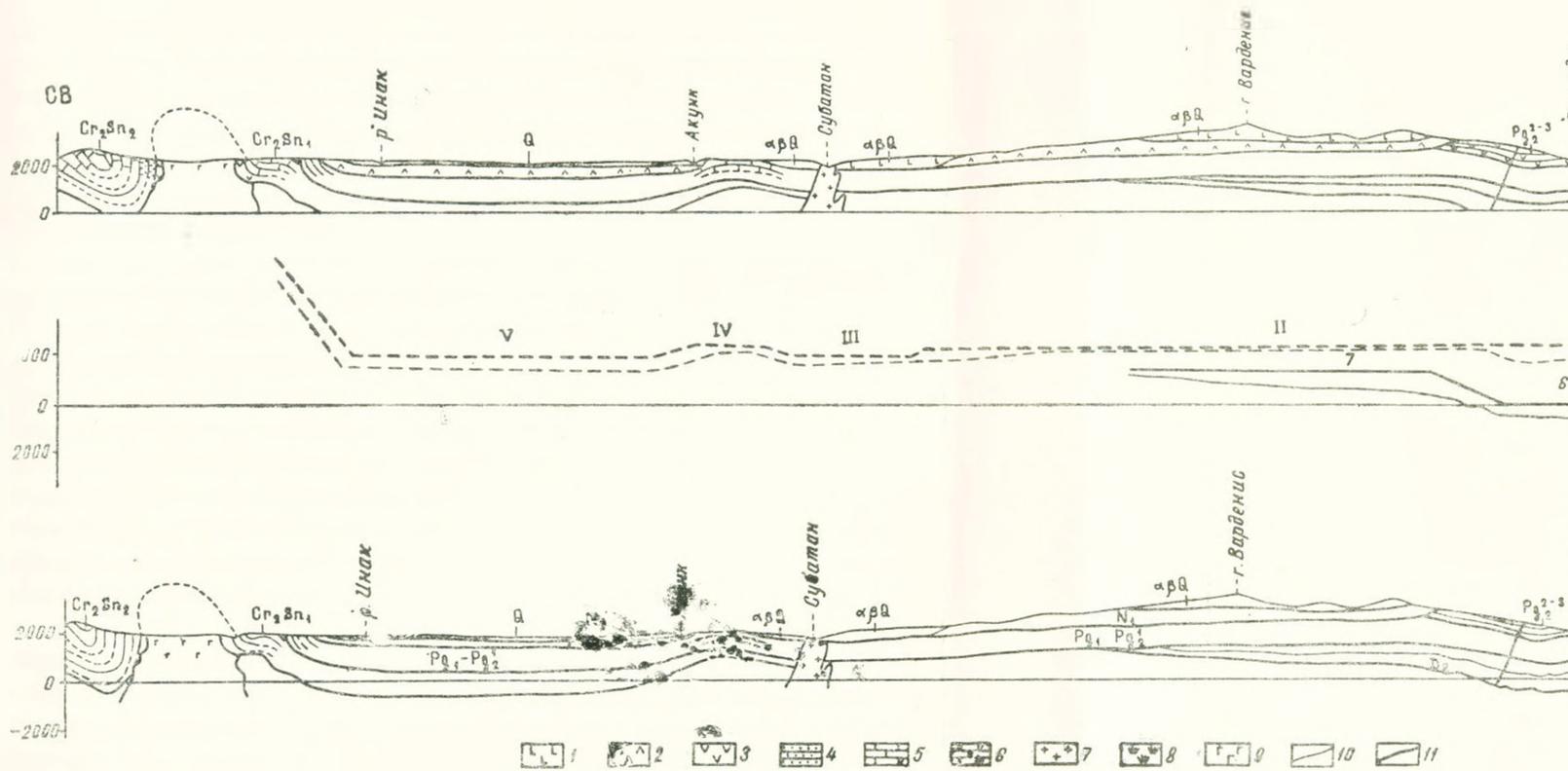
### Геологическая часть

При рассмотрении вышеуказанных трех профилей (фиг. 1), мы выделяем ряд ступеней, каждая из которых отличается своими специфическими складчатыми и разрывными деформациями, проявлением магматизма, а также глубиной залегания фундамента.

Сквозной профиль поперечно пересекает резко различающиеся тектонические зоны территории Армянской ССР, а также офиолитовый пояс Севанского хребта.

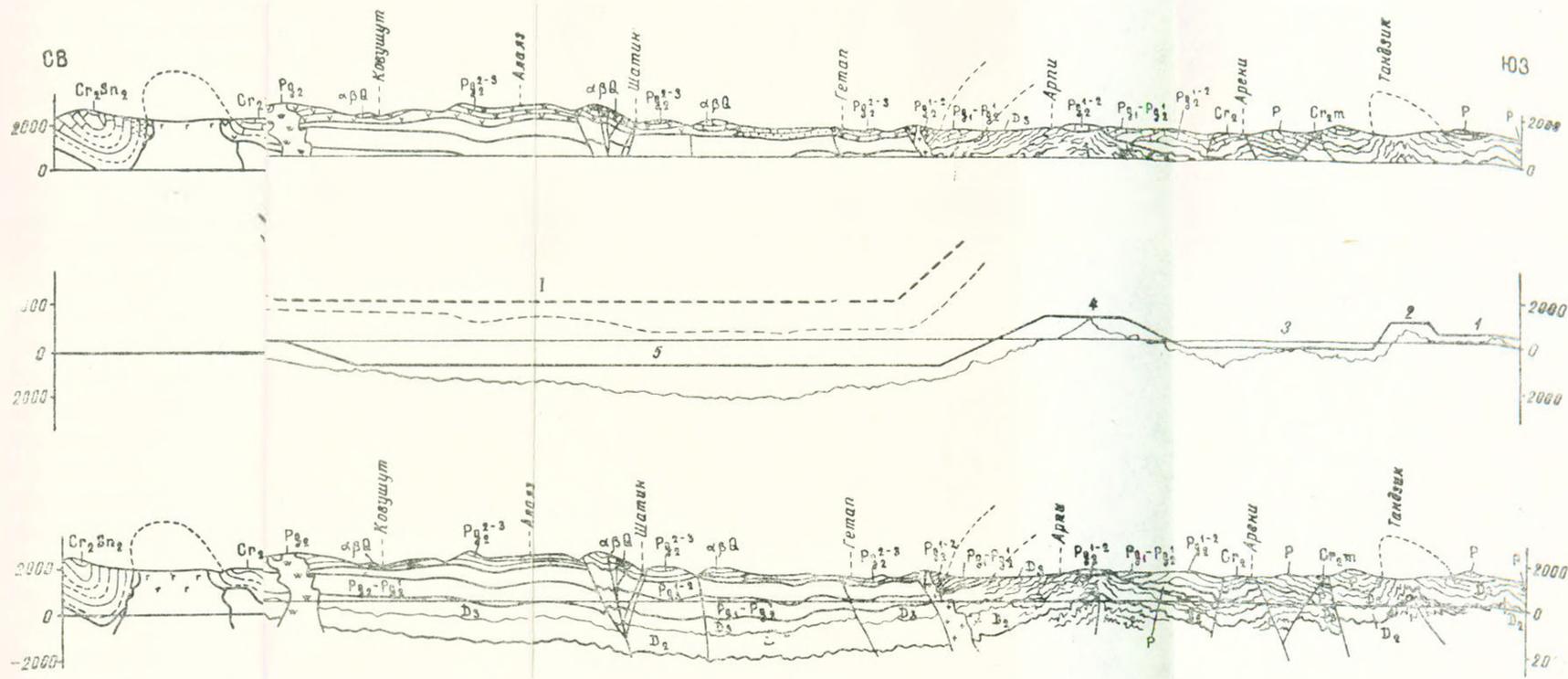
С юго-запада на северо-восток структурный уровень (по подошве среднего девона), или же глубина фундамента, превышает нулевую линию на 200—300 м (I ступень). Ширина этой ступени по линии профиля около 4 км. Здесь выступают карбонатные и карбонатно-терригенные отложения перми и верхнего девона. Палеозойские слои к юго-западу в 235—245°, под углом от 10 до 90°.

Образования перми налегают на девонские трансгрессивно, без видимого углового несогласия. В связи с литологическим составом образования девона дислоцированы интенсивнее, чем образования перми.



Фиг. 1. Сквозной профиль по линии Гюмушлуг-Ехегнадзор-Зод. 1. Лавовые покровы. 2. Нижнемиоценовые вулканогенные образования. 3. Средне-верхнеэоценовые вулкано-

генно-осадочные породы (порфириты, туффиты, туфоалевролиты). 4. Песчаники. 5. Различные и



Фиг. 1. Сквозной пр.  
 2. Нижнемиоценовые

тондые интрузии. 8. Интрузии кварцевых порфиров. 9. Габброиды офиолитового пояса. 10. Дайки. 11. Разломы.

К северо-востоку структурный уровень поднимается до 700—800 м над нулевой линией (2 ступень). Ширина ступени 1,5—2 км и соответствует Таицэнкской антиклинали. Здесь выступают карбонатно-терригенные отложения как верхнего, так и среднего девона.

У с. Таицэнк намечается гребневидная антиклинальная складка, опрокинута к северо-востоку. Юго-западное крыло складки осложнено дополнительными складками и имеет относительно пологое падение. Северо-восточное крыло также падает к юго-западу, однако более круто (50—80°). Наибольшая дислоцированность пород наблюдается в ядровой части антиклинали, где пласты дисгармонично дислоцированы, разорваны мелкими разрывами, кливажированы и установить истинную природу условия залегания почти невозможно.

В литературе уже описано большое количество мелких складок аналогичного характера, сложенных палеозойскими отложениями [2, 3]. Эти складки являются типичными ядрами нагнетания.

Далее, на 3-ей ступени структурный уровень опускается ниже нулевой линии на 300—1000 м. Здесь намечается довольно широкая (7—8 км) коробчатая синклинали. Юго-западное крыло складки сложено, в основном, пермскими и верхнемеловыми отложениями, падающими под углом 20—65°. Местами падение пермских известняков почти вертикальное. Северо-восточное крыло сложено главным образом карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями верхнего мела, даний-палеоцена и среднего эоцена. В мульдовой части синклинали породы разорваны двумя крупными разрывными нарушениями типа сбросов. Между двумя разрывами фундамент приподнят почти на 500 м. Следующий разрыв проходит по северо-восточному крылу синклинали, причем породы юго-западного крыла разлома на 500—600 м опущены, по сравнению с северо-восточным крылом. Этот разрыв является границей между 3 и 4 ступенями.

На 4 ступени структурный уровень у с. Арни вновь вздымается до 1000 м над нулевой линией. Здесь выступают карбонатно-терригенные отложения верхнего и среднего девона, где образования палеозоя образуют типичную антиклиналь (Арнинская), которая на глубине, очевидно, вырисовывается в виде гребневидной складки. Ширина Арнинской антиклинали на данном пересечении составляет 3—3,5 км. Юго-западное крыло складки падает к юго-востоку под углом 20—60°. Падение северо-восточного крыла северо-восточное (10—30°), под углом 30—40°. В пределах 4 ступени распространены известняки верхнего мела и даний-палеоцена, а также вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена. Последние нарушены разрывом, по которому внедрена гранитоидная интрузия верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста. Разрыв является также границей между ступенями 4 и 5. Эта зона повышенных градиентов силы тяжести — граница региональной гравитационной зоны. Здесь, с юго-востока на северо-запад [4] протягивается глубинный разлом, отделяющий Нахичеванскую тектоническую зону от Складчатой зоны Армении.

Фундамент на 5 ступени погружается ниже нулевой линии на 2000—2300 м, причем на протяжении пересечения это почти самая погруженная часть фундамента, соответствующая Айоцзорскому синклинию. Это—корытообразное синклиниорное сооружение шириной 28—30 км. Юго-западное крыло синклиниория падает на северо-восток ( $10—35^\circ$ ) под углом  $10—35^\circ$ . Породы представлены вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями среднего и верхнего эоцена. Северо-восточное крыло синклиниория сложено исключительно вулканогенно-осадочными образованиями среднего-верхнего эоцена, слои которых падают к юго-западу ( $210—240^\circ$ ) под углом  $10—65^\circ$ . Погружение синклиниория происходит в районе среднего течения р. Арпа до с. Шатин (до 2300 м ниже нулевой линии). Здесь большое площадное распространение имеют средне-верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные образования (порфириты, туффиты, туфоконгломераты, туфонесчанники), а также четвертичные лавовые покровы.

Вышеуказанные породы образуют широкие дугообразные антиклинали и синклинали. Синклиниорий раздроблен несколькими разрывными нарушениями небольшой амплитуды. Некоторые из них, например разрыв у с. Гегал, а также разрыв, расположенный в 3 км к северо-востоку от него, представляют собой, вероятно, разломные зоны шириной 100—150 м, где породы гидротермально изменены, однако, смещение по сместителю не наблюдается. Сравнительно крупное разрывное нарушение фиксируется у с. Шатин, здесь же обнаружены дайки порфиритов. Северо-восточный блок по упомянутому разрыву опущен на 200—300 м.

Между сс. Ковшут и Гюллидуз (6 ступень) фундамент значительно поднимается и достигает 500 м ниже нулевой линии. У с. Гюллидуз наблюдается пологая, широкая дугообразная антиклинальная складка, сложенная вулканогенными образованиями верхнего эоцена.

Юго-западное крыло складки имеет азимут падения  $210—230^\circ$  с углом падения  $15—20^\circ$ , а северо-восточное крыло антиклинали падает к северо-востоку ( $10—20^\circ$ ) под углом  $10—20^\circ$ .

В 2—3 км к северо-востоку от с. Гюллидуз фундамент резко поднимается (7 ступень), доходя до 1000—1200 м выше нулевой линии.

Мощности девонских образований к северо-востоку уменьшаются и под хребтом Варденис сходят на нет. Здесь развиты четвертичные лавовые покровы Варденисского хребта, а также вулканогенные образования среднего-верхнего эоцена и частично нижнего эоцена. Так как под Варденисским хребтом девонские образования выклиниваются, то следующий структурный уровень составлен по кровле образований палеоцен-нижнего эоцена.

От р. Арпа до Варденисского хребта наблюдается та же картина для палеоцен-нижнего эоцена, что и для девона, т. е. построенное зеркало складчатости по этому горизонту совпадает с предыдущим.

Положительные и отрицательные складчатые структуры палеоцен-нижнего эоцена в основном совпадают со структурными элементами, построенными по подошве среднего девона, поэтому нами будут рассмот-

репы ступени с характерными для них дислокациями, находившимися северо-восточнее Варденисского хребта (ступени I—V).

II и III структурные ступени географически совпадают с Вардениским хребтом, где развиты четвертичные лавовые потоки и нижнемiocеновые вулканогенные образования. Без каких либо заметных деформаций вышеуказанные породы тянутся до с. Суботан. Между сс. Суботан и Акунк наблюдается широкая дугообразная антиклинальная складка (IV ступень). В ядре антиклинали выступают карбонатные отложения палеоцен-нижнеэоценового возраста.

К северо-востоку структурный уровень снова опускается и достигает 1300 м выше нулевой линии (V ступень). Здесь видна широкая (13—14 км) коробчатая синклинали, которая протягивается от с. Акунк до с. Инак. Мульдочная часть синклинали сложена нижнемiocеновыми вулканогенными образованиями, а также современными аллювиально-делювиальными отложениями. На северо-восточном крыле синклинали выступают также карбонатные и вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена и верхнего мела Севанского хребта.

Рассмотрим северо-восточную оконечность профиля. От с. Инак до гребневой части хребта наблюдаются антиклинальные и синклинали складки, причем осевые поверхности обеих складок наклонены к северо-востоку. Антиклиналь имеет гребневидную форму, в ядре которой выступают гипербазиты и габброиды верхнего эоцена [1]. Южное крыло складки сложено карбонатными и вулканогенными породами нижнего эоцена, наклоняющимися к юго-запад-юго-востоку (130—220°) под углом 60°. Северное крыло антиклинали имеет элементы залегания северо-запад-северо-восток 20—310° под углом 25—45° и сложено вулканогенными породами нижнего эоцена, а также терригенными и карбонатными образованиями верхнего эоцена.

Геология офиолитового пояса необычайно сложна. Очевидно, этим следует объяснить различные точки зрения на его природу. Нет единого мнения по вопросам генезиса и возраста офиолитов. Для установления истинной природы, необходимы новые факты и новые исследования глубинной геологии упомянутой территории.

Таким образом, при оценке геологической характеристики по линии профиля, первое, что бросается в глаза, это ярко выраженное блоковое строение земной коры, различающееся между собой по глубинному строению, магматическим и осадочным формациям, а также геофизическим характеристикам. С юго-запада на северо-восток выделяются четыре основных разнотипных блока.

#### 1. Блок, охватывающий бассейн р. Арпа.

Верхний ярус этого блока представлен карбонатными и терригенными образованиями, в основном, средне-верхнего палеозоя и частично мезозоя; фундамент блока значительно приподнят. Он является частью Нахичеванской тектонической зоны [5] и характеризуется многочисленными разрывными нарушениями разного порядка, а также полной склад-

частотью. Характерной особенностью является также скудность или же почти полное отсутствие магматических и жильных пород.

Указанный блок характеризуется относительно повышенной интенсивностью аномалии гравитации и входит в Среднеараксинскую зону максимума [4].

2. Второй блок соответствует Айодзорскому синклизию, входит в пределы Армянской тектонической зоны [5] и характеризуется широким проявлением базальтоидного магматизма в эффузивных фациях, а также гравитационными и жильными внедрениями.

Осадочный чехол дислоцирован слабее, по сравнению с предыдущим блоком. Преобладают широкие, дугобразные складки, причем интенсивность складчатости увеличивается в приразломных зонах.

Довольно широко развиты разрывные нарушения разных порядков.

Фундамент погружен на 2000—2300 м. Геофизическое поле в пределах блока характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести и соответствует зоне Центрального минимума [4].

3. В третьем блоке фундамент вновь резко вздымается до 1000—1200 м выше нулевой линии. В верхнем ярусе наблюдается весьма слабая складчатость. Это, в основном, широкие волнообразные погружения и вздымания молодых образований. Этот блок также входит в зону Центрального минимума, причем отрицательные аномалии усиливаются на Варденисском хребте [4].

4. Четвертый блок географически соответствует Севанскому хребту, а геологически — офиолитовому поясу. Чехол блока характеризуется довольно интенсивной складчатостью и наличием разрывных нарушений, хотя последние на данном пересечении не фигурируют. Глубинное строение этого блока настолько спорное, что мы пока воздерживаемся делать какие-либо предположения. Отметим лишь, что офиолитовый пояс является полосой относительно повышенных градиентов силы тяжести [4], протягивающейся по северо-восточному побережью оз. Севан.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 15.V.1974.

Ա. Վ. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ, Է. Վ. ԱՆՅԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿՍՏԱՆԻ ՍՍՀ ՏԱՐԱՎ-ԱՐԽԵՄՈՏՐԻԿ ԴԵՊԱՆՅԻՆ ԿՏՐԱԾՈՒԹՅԱՆ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ  
ՎԵՐՈՒՆՈՒՄԸ

Ա Վ Վ Ա Ն Յ Ա Ն

Հայկական ՍՍՀ-ում հարավ-արևմուտքից դեպի հյուսիս-արևելք կազմված է երկրաբանական մի կտրվածք, որն անցնում է Արիա, Գետաի և Եղեգիս գետերի հովտով, ապա Վարդենիսի լեռնաշղթայով դեպի Զոդ ու Սևանի լեռնաշղթայի թամբային մասը:

Վարվածքի երկրաբանական-երկրաֆիզիկական վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ հիշյալ ուղղությունը երկրակեղեր բաղկացած է շորս խոշոր բեկոր-ներից:

1. Արվալի հովիտն ընդգրկող բեկոր, որտեղ մեծ տարածում ունեն հիմնականում պալեոզոյան, ինչպես նաև մեզոզոյան հասակի նստվածքները: Համեմատորար թույլ է զարգացած կամ լրիվ բացակայում է ինտրուզիվ և էֆուզիվ հրաբխականությունը:

2. Գետափ գետի հովիտն ընդգրկող բեկոր, որը երկրաբանական տեսակետից համընկնում է Հայոցծորի սինկլինորիումի հետ: Երրորդական հասակի նստվածքային ծածկոցում ծալքավորությունը թույլ է արտահայտված: Առավել մեծ տարածում ունեն խզումները, ինտրուզիվ և էֆուզիվ հրաբխականությունը:

3. Վարդենիսի և նրանից հյուսիս-արևելք գտնվող տարածքի բեկոր: Ծալքավորությունը և խզումները կայնոզոյան հասակի աղարներում շատ թույլ են զարգացած: Հիմնականում տարածված է էֆուզիվ հրաբխականությունը:

4. Սևանի լեռնաշղթան ընդգրկող բեկոր: նստվածքային ծածկոցում (մեզոզոյ, կայնոզոյ) նկատվում է բավականին բուռն ծալքավորություն, ինչպես նաև խզումներ: Լայն տարածում ունեն ուլտրահիմքային կազմության ինտրուզիաները:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд-во АН Арм. ССР, 1961.
2. Варданян А. В. О новом направлении в изучении тектоники Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1968.
3. Варданян А. В. Условия и механизм формирования Советашенской антиклинали. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1969.
4. Оганисян Ш. С. Гравитационное поле и его геологическое истолкование. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. X, Геофизика. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
5. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
6. Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. В кн.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, М., 1962.
7. Шолом В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. «Наука», М., 1964.

УДК 552.578.2

А. А. АРБАТОВ, М. Г. ОВАКИМЯН, В. В. ПАИРАЗЯН, А. И. СОРОКИН

О ВОЗМОЖНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРИАРАКСИНСКОЙ  
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

На территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР возможно перспективными на нефть и газ территориями считались Араксинская межгорная впадина и краевые депрессии Карсской впадины. Остальная территория Армении представляет собой горноскладчатые сооружения Малого Кавказа, сложенные интенсивно дислоцированными осадочными и, в значительной степени, магматическими породами, в силу чего многими исследователями она относится к категории бесперспективных.

Однако дифференцированное рассмотрение отдельных тектонических зон Малого Кавказа позволяет в настоящее время выделить среди них ряд возможно перспективных территорий. К таковым, в частности, относится Приараксинская тектоническая зона.

Она занимает крайнюю юго-западную часть Малого Кавказа и с северо-востока (по глубинному разлому) граничит с Мисхано-Запагезурской зоной шовных поднятий фундамента, перекрытых сравнительно маломощным чехлом альпийских (верхнемеловых-палеогеновых) образований. Северо-восточная граница зоны проводится по полосе градиентов силы тяжести, трассируемой по линии: развалины гор. Ани (долина р. Ахурия) — г. Арагац — г. Агмаган (Гегамское чагорье) — с. Ехегнадзор — гор. Ордубад. С северо-запада, запада и вдоль всего юго-западного крыла Приараксинское антиклинорное поднятие окаймляется Араксинской межгорной впадиной, выполненной морскими и лагуно-континентальными молассовыми образованиями олигоцена-миоцена, а также аллювиальными и наземными эффузивными образованиями плиоцена и антропогена.

Характерными особенностями Приараксинской зоны, отличающими ее от других зон Малого Кавказа, являются, во-первых, наличие в основании альпийского комплекса твердо установленных палеозойско-триасовых платформенных отложений, во-вторых, фациальное замещение в ее пределах вулканогенных толщ, широко представленных в Мисхано-Запагезурской зоне терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. На протяжении каледонско-герцинского и альпийского этапов зона имела тенденцию платформенного (палеозой-триас) или многоциклинального (юра, верхний мел-эоцен) развития, что предопределяло широкое развитие в ее пределах нормально осадочных толщ и почти полное отсутствие вулканогенных образований и абиссальных циркулий.

Приараксинская зона не испытала ни сколько-нибудь существенной каледонско-герцинской складчатости, ни значительных опусканий в начале альпийского этапа. В юре здесь накапливается маломощная (от первых десятков до первых сотен метров) толща глинисто-карбонатных пород. Она в структурном отношении больше тяготеет к образованиям палеозойско-триасового этапа, чем последующих стадий альпийского цикла тектогенеза. Лишь в начале верхнего мела зона была раздроблена и подверглась дифференциальным опусканиям с формированием меловых, а затем палеогеновых, отчасти унаследовавших первые, прогибов. Заложение геосинклинальных прогибов на юго-востоке зоны начинается с альба-сеномана, а на северо-западе—с турона-копьяка. Заключительные фазы геосинклинальных погружений приходится на конец эоцена. На рубеже эоцена и олигоцена в Приараксинской зоне происходят мощные складкообразовательные и горообразовательные движения. Эти движения положили начало формированию складчатых сооружений, выраженных в современной структуре зоны, и заложения межгорной впадины. Весь комплекс слагающих зону отложений сминается в брахискладку северо-западного и широтного простирания, разбитые взбросами и крутыми надвигами.

В олигоцене-миоцене Приараксинская зона вновь претерпевает раздробление и дифференциальные движения, в результате которых оформились все имеющие место в ее пределах структурные формы в современном их виде, заложилась Араксинская межгорная впадина, состоящая из нескольких четковидно расположенных брахисинклинальных депрессий, заполненных молассовыми отложениями.

В строении горноскладчатого сооружения Приараксинской тектонической зоны принимают участие следующие структурные комплексы, выделяемые по общности происхождения структурной автономности: байкальский метаморфический, палеозойско-триасовый платформенный и альпийский геосинклинальный.

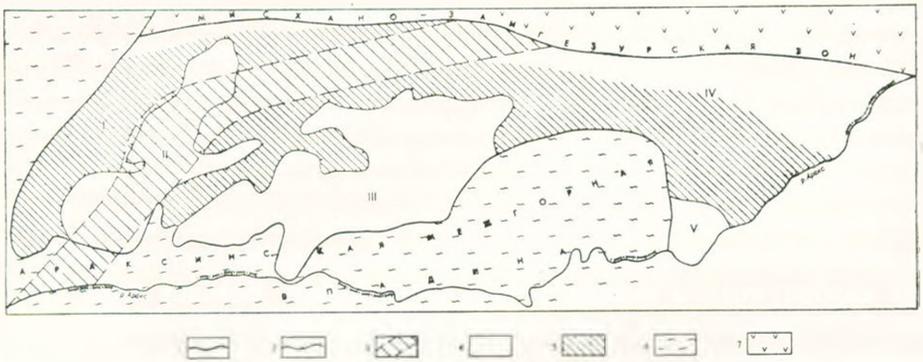
Породы байкальского структурного комплекса представлены сложно дислоцированными сланцами с прослоями глубоко метаморфизованных карбонатных и вулканогенных образований. Возраст этого комплекса устанавливается как поздний протерозой-ранний кембрий. Стабилизация фундамента связано с позднейшими фазами байкальского цикла тектогенеза.

Палеозойско-триасовый структурный комплекс в пределах Приараксинской зоны включает в себя отложения в стратиграфическом диапазоне от нижнего девона до верхнего триаса, представленные терригенно-карбонатными и карбонатными образованиями. В палеозойско-триасовом комплексе выделяются два структурных яруса: нижнедевонско-нижнекаменноугольный и пермско-триасовый, между которыми нет четко выраженного углового несогласия, а имеется лишь стратиграфический перерыв в объеме среднего-верхнего карбона. Суммарная мощность комплекса превышает 5 км. Эти образования на Малом Кавказе и в более южных районах Ирана и Турции представляют собой плат-

форменный чехол эрибайкальского фундамента Ирано-Малоазиатской субплатформы, которая в палеозое была припаяна к северному боргу Аравийской платформы, а в альпийскую эпоху претерпела регенерацию геосинклинального режима.

Альпийский геосинклинальный структурный комплекс Приараксинской зоны представлен юрским, о котором говорилось выше, и верхне-меловым-эоценовым структурными ярусами. В составе последнего обособляются верхнемеловой-палеоценовый, нижне-среднеэоценовый и верхнеэоценовый подъярусы, слагаемые карбонатными, терригенными, в очень малой степени вулканогенными образованиями верхнего мела, терригенным флишем дания-палеоцена, пуммулитовыми известняками нижнего эоцена, песчано-глинистыми флишоподобными отложениями среднего и верхнего эоцена. Мощность мелового комплекса колеблется от нескольких сот метров близ ядер антиклинорийных поднятий до 2 км в наиболее погруженных частях. Палеоцен-эоценовые отложения имеют мощность от 500—700 м до 2,5 км.

Современная структура Приараксинской зоны сложена и расчленена еще не в полной мере. В ее пределах выделяется ряд антиклинорийных поднятий и синклинорийных структур второго и более высоких порядков. Наиболее крупными поднятиями с северо-запада на юго-восток являются Веди-Аргичинский, Урц-Айодзорский и Джульфинский антиклинории, имеющие в плане брахиморфные очертания, несколько вытянутые в северо-западном направлении (фиг. 1). Эти структуры распо-



Фиг. 1. Обзорная карта тектоники и перспектив нефтегазоносности Приараксинской тектонической зоны. Условные обозначения: 1—границы тектонических зон; 2—границы антиклинорий и синклинорий; 3—предполагаемая зона распространения офиолитов; 4—бесперспективные территории; 5—возможно перспективные территории; 6—область распространения орогенной молассы; 7—область распространения эвгеосинклинальных формаций Мисхано-Зангезурской зоны; I—Ереванский синклинорий; II—Веди-Аргичинский антиклинорий; III—Урц-Айодзорский антиклинорий; IV—Ордубадский синклинорий; V—Джульфинский антиклинорий.

жены кулисообразно и разобщены синклинорийными прогибами. Протяженность их от 20—30 до 70 км при ширине 20—30 км.

Палеозойско-триасовые образования в ядрах структур имеют падения пластов в среднем в 40—60°, на крыльях и в смежных синклиналиях

указанные толщи перекрываются более полого ( $20\text{--}30^\circ$ ) залегающими отложениями верхнего мела, палеоцена и эоцена. В ядрах антиклинорий имеется ряд структурно-эрозионных выступов палеозоя-триаса, формирующих брахиантиклинали высоких порядков.

Ядра антиклинорий нередко интенсивно раздроблены сбросами с амплитудами смещения от первых сотен метров до  $1\text{--}1,5$  км.

Все указанные выше структуры, погружаясь и расширяясь к северо-западу, переходят в Ереванский синклинорий. Выполняющие его отложения верхнего мела-палеоцена и эоцена смяты в довольно крупные (протяженность до 10 км, ширина—3—6 км) симметричные складки, южные из которых имеют субширотное простирание, а северные формируют в плане выпуклые к северу дуги с общим северо-восточным простиранием.

Синклинории, разделяющие антиклинорные поднятия, имеют также брахиморфные очертания в плане, обычно осложнены брахискладками высоких порядков, а иногда (Чатма-Ведиская синклиналь) имеют характер грабен-синклипалей.

Юго-восточную часть зоны занимает Ордубадский синклинорий, выполненный мощными толщами верхнего мела, палеоцена и эоцена, в составе которых по северо-восточной окраинной части, вдоль границы с Мисхано-Зангезурской зоной, появляются вулканогенные образования, прорванные рядом эоценовых гранитоидных интрузий. Слагающие синклинорий толщи пород собраны в систему простых линейных складок общего северо-западного простирания шириной от  $1\text{--}2$  до  $5\text{--}6$  км и протяженностью в десятки километров. Антиклинали и синклинали обычно равнонаклонны с удлиняющимися шарнирами и углами падения крыльев от  $10\text{--}30$  до  $60\text{--}80^\circ$ .

В центральной части Приараксинской зоны обособляется своеобразная узкая (ширина  $5\text{--}10$  км) зона или пояс распространения геосинклинальной офиолитовой формации. В нем развиты интенсивно перемятые и раздробленные (вплоть до милолитизации) осадочные породы мелового возраста, иногда с глыбами более древних толщ (известняки палеозоя, кристаллические сланцы докембрия и другие), сопровождаемые кремнистыми и туфогенными образованиями и прорванные интрузиями основного и ультраосновного состава. Этот пояс протягивается в рассматриваемой зоне от верховий рр. Пахичевань-чай и Арла-чай на востоке до правобережья среднего течения р. Веди и далее на запад в пределы Араксинской межгорной впадины.

Основной интерес, с точки зрения нефтегазоносности, в Приараксинской тектонической зоне представляют мезозойские и палеозойские отложения [1, 2, 3, 4]. Важное место среди критериев нефтегазоносности этих отложений занимает геохимическая характеристика рассеянного органического вещества (РОВ) пород и его битумных компонентов, определяющих в конечном итоге возможность углеводородогенерации в изученных комплексах.

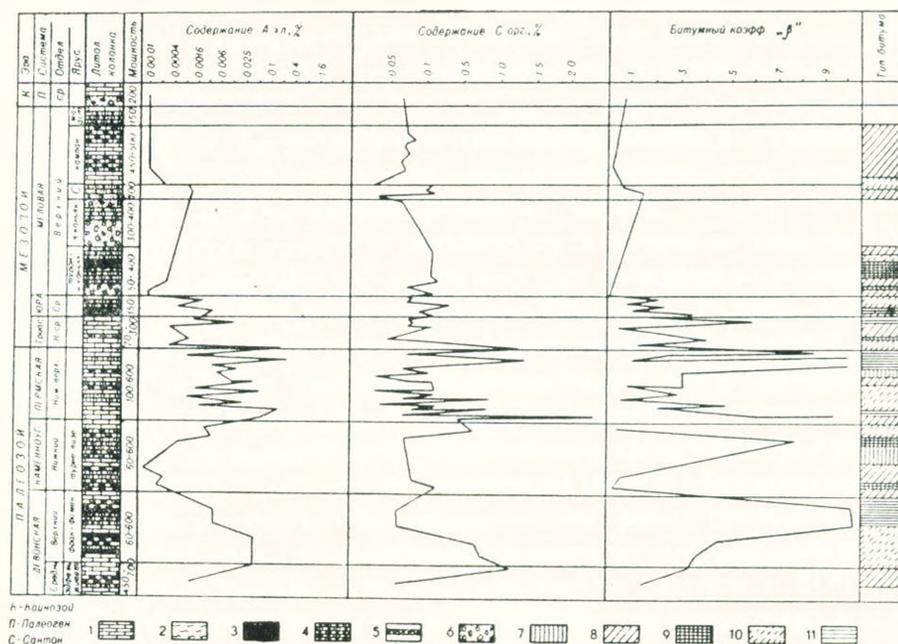
Палеозойские и мезозойские отложения во многих районах Армянской ССР либо отсутствуют, либо погружены на значительную глубину и их вскрытие ограничено техническими возможностями бурения. Поэтому геохимические данные, которыми мы располагаем, касаются, в основном, обнажений пород мезозоя и палеозоя в пределах Урц-Айюцдзорского антиклинория. Аналитические исследования проведены в лабораториях ВНИГПИ и ИГН АН Арм. ССР.

Учитывая возможные расхождения в геохимической характеристике образцов, взятых из скважин и из обнажений, результаты исследований носят относительный характер и могут служить для сравнительной оценки изучаемых отложений и выделения среди них наиболее благоприятных в нефтегазоносном отношении толщ. Особенно это относится к меловым, позднегеосинклинальным образованиям, сформированным в небольших частных прогибах и на разделяющих их относительно приподнятых зонах, что обусловило их значительную фацциальную, и, как следствие этого, геохимическую изменчивость. Палеозойско-триасовый платформенный комплекс характеризуется однообразием литофациального состава пород. Распределение РОВ и хлороформенного битумоида «А» ( $A_{хл.}$ ) по разрезу крайне неравномерно. Содержание  $C_{орг.}$  в породах среднего девона не превышает 0,05% на породу (Араздаинский разрез), а хлороформенного битумоида—0,0001% на породу. Породы слабо битуминизированы ( $\beta$ -0,2) и не обнаруживают следов миграции и перераспределения битумоида по разрезу.

Породы верхнего девона содержат иногда до 1,43%  $C_{орг.}$ , хотя в среднем содержание РОВ в них, в зависимости от литологического состава пород, колеблется от 0,05 (известняк) до 1,07 (алевролит). В то же время содержание хлороформенного битумоида почти не меняется в различных литологических разностях и составляет примерно 0,04% на породу (разрез Чрахана). Поэтому, битуминозность отложений верхнего девона контролируется, в основном, литологическим составом пород и соответственно исходным количеством ОВ ( $\beta$ —от 2,8 до 4,7%).

В отложениях среднего девона содержание РОВ весьма незначительно и почти не меняется по разрезу, в то время как количество хлороформенного битумоида в породах верхнего девона несколько возрастает (фиг. 2). Меняется также качественный состав  $A_{хл.}$ , а именно, вверх по разрезу в его составе увеличивается количество тяжелых (смолисто-асфальтовых) компонентов.

Это, очевидно, обусловлено увеличением в разрезе глинистых разностей и степени метаморфизма РОВ пород верхнего девона. В целом в изученных отложениях девона, судя по их геохимической характеристике, процессы нефтегазообразования широко не проявлялись. Об этом свидетельствует малая битуминозность РОВ (бит. коэффициент—4), отсутствие следов миграции легкоподвижных компонентов битумоидов и т. д. Однако, следует учесть факт увеличения битуминозности РОВ пород верхнего девона к центральной, наиболее приподнятой части Айюцдзорского антиклинория [2].



Фиг. 2. Литолого-битуминологический разрез Приараксинской тектонической зоны. Условные обозначения: 1—известняк; 2—алевролит; 3—глина; 4—песчаник; 5—метаморфический сланец; 6—конгломерат; 7—легкий маслянистый битумоид; 8—маслянистый битумоид; 9—маслянисто-смолистый битумоид; 10—смолистый битумоид; 11—смолисто-асфальтеновый битумоид.

В отложениях нижнего карбона содержание РОВ и хлороформенного битумоида резко уменьшается. Количество РОВ, судя по определениям  $S_{орг.}$ , не превышает 0,9% (разрез Зовашен), а в ряде случаев уменьшается до 0,1% (разрез Армаш). В то же время содержание хлороформенного битумоида колеблется в указанных разрезах в весьма значительных пределах—от 0,001 до 0,002%. Битуминозность пород нижнего карбона так же, как и девонских отложений, зависит от литологического состава и колеблется от 0,3 до 3,1%.

Интерпретация геохимического материала позволяет полагать, что эти образования содержат только сингенетичный породам битумоид, причем в весьма незначительных концентрациях.

Пермские отложения залегают на нижележащих со стратиграфическим перерывом. В разрезе появляются битуминозные сланцы и песчаники, меняются также содержание и состав РОВ. Количество  $S_{орг.}$  в песчаниках не превышает 0,04%, в известняках—0,3%, а в сланцах достигает 2,8%, т. е. в десятки раз превышает содержание РОВ нижележащих отложений. Почти во всех изученных разрезах пермских отложений (Огбин, Зовашен, Веди, Сари-тап, Амагу и др.) содержание хлороформенного битумоида в породах остается постоянно высоким—0,01—0,02%. Битуминозность РОВ достигает в ряде образцов 13—20%.

В разрезе палеозоя пермские отложения обладают максимально благоприятной геохимической характеристикой РОВ и битумоидов, что выражается не только повышенными их концентрациями в породах, но и насыщенностью порового пространства пород битумоидом, специфическим запахом и т. д.

Проведенный анализ показывает, что в пермских отложениях происходили процессы перераспределения легкоподвижных компонентов битумоидов по разрезу. В ряде случаев трещиноватые известняки и пористые песчаники на контактах со сланцами содержат аномально высокие концентрации хлороформенного битумоида. Это подтверждается элементарным ( $C=80,11\%$ ,  $H=10,95\%$ ,  $O+N+S=9,04\%$ ) и компонентным составом (масла+спиртобензолные смолы—48,2%) битумоидов.

В благоприятных термобарических условиях пермские отложения могли оказаться источником генерации углеводородов. Изучение этих отложений в условиях закрытых структур представляется крайне важной и необходимой задачей. Полученный приток газа из пермских отложений в скважине у села Огбиш подтверждает их перспективность.

В триасе разрез становится преимущественно карбонатным. Содержание РОВ в породах падает ( $C_{орг.} = 0,08\%$  — разрез Огбиш), уменьшается и содержание хлороформенного битумоида (0,002% на породу), хотя битуминозность пород в ряде случаев остается постоянно выше  $\beta$ -ной ( $\beta=2,5$ ). Об этом свидетельствует факт обнаружения в угленосной толще верхнего триаса на глубинах 300—400 м двух маломощных прослоев песчаников, пронитанных битумоидом. Процессы миграции проявляются слабо и носят локальный характер.

Терригенно-карбонатный комплекс юры изучен также в разрезах поверхностных обнажений. Содержание  $C_{орг.}$  в породах колеблется от 0,05—0,12% (Гюлистанский разрез) до 0,03—0,7% (р. Джагри), а хлороформенного битумоида — соответственно от 0,0004—0,0019 до 0,001—0,005%. Количество спирто-бензольного битумоида во всех образцах превышает содержание хлороформенного и составляет здесь 0,01—0,02% на породу.

Битуминозность юрских отложений очень незначительна — от 0,5 до 0,3%. Элементарный и компонентный состав битумоида не изучался из-за малых концентраций экстрагированных фракций. Следов миграции или перераспределения легкоподвижных битуминозных компонентов РОВ по разрезу не наблюдалось. Очевидно, присутствует только сингенетичный породам битумоид.

Вулканогенная толща неокома содержит еще меньшее количество РОВ и битумоида. Количество  $C_{орг.}$  в породах не превышает 0,02%, а хлороформенного битумоида — 0,0001%.

Геохимические исследования отложений юры и нижнего мела позволяют полагать, что условия образования (развитие вулканизма, слабо восстановительная среда и т. д.) и метаморфизма исходного РОВ пород юры и нижнего мела явно не благоприятствовали углеводородообразованию в этих отложениях.

Верхнемеловые отложения представлены карбонатными, карбонатно-терригенными и эффузивными породами. Эффузивные отложения тулона-сантона не изучались, а терригенная часть разреза исследована единичными образцами. Содержание  $S_{орг}$  в породах не превышает 0,1—0,2% на породу, а хлороформенного битумоида—0,0001—0,0003% (разрез Амагу). Битуминозность пород очень незначительна—не превышает 0,3 для пород тулона и 0,6 для отложений сантона.

Вышележащие отложения кампана и маастрихта содержат еще меньше ОВ и битумоида. Количество  $S_{орг}$  в породах не превышает 0,006%, а содержание хлороформенного битумоида, в зависимости от литологического состава пород, колеблется от 0,0002 (известняк) до 0,0001% (песчаник). Битуминозность как пород, так и сингенетического ОВ не превышает 0,3—0,6% (Огбинский разрез).

Верхнемеловые отложения практически во всех образцах характеризуются незначительными концентрациями ОВ и хлороформенного битумоида (фиг. 2). Аномально высоких концентраций битумоидов в породах, указывающих на процессы миграции и перераспределения битумоидов, по разрезу не установлено.

Весь разрез верхнего мела характеризуется довольно низким содержанием ОВ и битумоидов, качественный состав которых выражен только маслянистыми компонентами.

Отложения дания-палеоцена представлены единым комплексом терригенных пород флишoidного типа и имеют локальное распространение в изученном районе. Геохимическая характеристика пород неблагоприятная.

Проведенные исследования показывают, что процессы миграции и перераспределения легкоподвижных компонентов битумоидов в разрезе палеозоя и мезозоя контролировались, в основном, литологическими и структурными факторами. Наибольший интерес представляют пермские отложения, которые, судя по их геохимической характеристике, могут быть отнесены к категории потенциально-нефтепродуцирующих. Следует учесть также тот факт, что аналитический материал характеризует обнаженную часть разреза.

Другим существенным фактором, обуславливающим возможные перспективы нефтегазоносности, является развитие коллекторов и покрышек. Лабораторные определения пористости и проницаемости мезозойских и палеозойских пород Приараксинской зоны проводились на единичных образцах и не могут служить для характеристики их коллекторских свойств. Широкое распространение в мезозое и палеозое карбонатных отложений позволяет ожидать развития в них процессов выщелачивания, приводящих к развитию кавернозности и тектонической трещиноватости, резко повышающей фильтрационные свойства пород. В верхнемеловых известняках Малого Кавказа можно ожидать развития рифовых фаций, широко распространенных на территории Турции, где к ним приурочены основные месторождения. Эти соображения позволяют счи-

тать верхнемеловые и палеозойские отложения способными аккумулятировать углеводороды в промышленных масштабах [5].

Кроме карбонатных коллекторов в верхнемеловой толще можно ожидать наличия неплохих терригенных коллекторов. Таковыми являются конгломераты коньякского возраста, залегающие в нижней части верхнего мела в Айоцдзоре. Их мощность достигает 500 м, из них получены большие притоки пластовых вод, зафиксированы нефте- и газопроявления. Однако, систематическое изучение коллекторских свойств этой интересной и перспективной толщи также не производилось.

В условиях довольно резких фациальных переходов и большого количества дизъюнктивных нарушений, нередко значительной амплитуды, характерных для рассматриваемой зоны Малого Кавказа, не представляется возможным выделить региональные покровы. Особенно это относится к мел-палеогеновым геосинклинальным образованиям, в разрезе которых относительно хорошо выдержанной и достаточно мощной является только сеноман-нижнетуронская глинистая пачка, залегающая в основании мелового разреза в Айоцдзоре, могущая быть покровом для палеозойско-триасового комплекса. Все вышележащие глинистые пачки отличаются невыдержанностью и небольшой мощностью, а карбонатные пачки сильно трещиноваты.

Большое количество дизъюнктивных нарушений нередко значительной амплитуды позволяет рассчитывать на возможность наличия тектонически-экранированных ловушек.

Таким образом, в пределах современной Приараксинской тектонической зоны на протяжении времени от нижнего девона до олигоцена преобладал преимущественно морской режим седиментации, причем в палеозое-триасе были платформенные условия, с альба по эоцен включительно—миogeосинклинальные. Среди сформированных в течение этого времени комплексов осадочных пород имеются толщи, обладающие благоприятной геохимической характеристикой пород, которая указывает на возможность протекания в них процессов генерации и миграции углеводородов. В современном плане Приараксинской зоны имеются структуры, которые можно рассматривать как благоприятные для формирования ловушек сводового и тектонически экранированного типов. В осадочном чехле зоны можно выделить несколько пачек пород—коллекторов трещинного и гранулярного типов. Палеозойско-триасовый платформенный комплекс перекрывается мощной глинистой пачкой, могущей служить весьма надежным экраном для флюидов. Отрицательным фактором является отсутствие региональных покровов в мел-эоценовых геосинклинальных образованиях.

Перечисленные факторы позволяют считать Приараксинскую тектоническую зону возможно перспективной для поисков залежей нефти и газа в палеозойско-триасовых, верхнемеловых и палеогеновых отложениях. Наибольший поисковый интерес представляют синклинали: Ереванский и Ордубадский, особенно их бортовые части (Чатма-Вединская и Айоцдорская синклинали), сопряженные с антиклинор-

ными поднятиями, где представляющие поисковый интерес отложения находятся на доступной для бурения глубине. Осевые части поднятий антиклинорных зон следует отнести к бесперспективным территориям, так как в них палеозойско-триасовые отложения выведены на поверхность и подвергнуты значительной альпийской переработке. К бесперспективным же территориям относится и зона развития офиолитов в силу ее большой раздробленности и значительной тектонической активности, выражающейся в частой смене знака вертикальных движений отдельных частей этой зоны.

ВНИГНИ,  
Управление геологии  
СМ Армянской ССР

Поступила 8.II.1974.

Ա. Ա. ԱՐԵՍՏՈՎ, Մ. Ք. ՀՈՎԻՏՅԱՆ, Վ. Վ. ՓԱՅՐԱԶՅԱՆ, Ա. Ի. ՍՈՐՈԿԻՆ

### ՄԵՐՉԱՐԹՄՅԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԶՈՆԱՅԻ ՀՆԱՐԱՎՈՐ ՆԱՎԹԱԳԱԶԱՔԵՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերված է Մերձարարսյան տեկտոնական զոնայի համառոտ երկրաբանա-տեկտոնական բնութագիրը և տեղեկություններ են տրվում նրա երկրաբանական զարգացման պատմության մասին: Զգալի տեղ է հատկացված պալեոգոյան և մեզոգոյան հասակի ապարներում ցրված օրգանական նյութի գեոքիմիական բնութագրմանը և նրա բիտումային բաղադրիչներին: Մերձարարսյան տեկտոնական զոնայով տարված կտրվածքով երկրաբանական և գեոքիմիական հետազոտությունների հիման վրա առանձնացվում են տեղամասեր, որոնք նավթագազաբերության տեսակետից կարող են հեռանկարային լինել:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян Р. А., Оганисян Ш. С. Структурно-формационное районирование территории Армянской ССР в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности. Изв. вестия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
2. Арутюнян А. Р., Коцаруба В. В., Пайразян В. В. О перспективах нефтегазоносности мезокайнозойских отложений на территории Армянской ССР «Нефтегазовая геология и геофизика», № 1, 1973.
3. Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1970.
4. Штеклин Д. Ж. Тектоника Ирана, «Геотектоника», № 1, 1968.
5. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. «Геотектоника», № 2, 1967.

УДК 553.462

В. Е. ВАРТАНЕСОВ

## К ВОПРОСУ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ МОЛИБДЕНА В ПОЛОСЕ ДЕБАКЛИНСКОГО РАЗЛОМА

Геохимические особенности распределения металлогенных элементов в пределах Мегринского плутона уже достаточно детально описаны во многих работах [2, 4, 5], однако они касаются, в основном, пород плутона в целом и не отличаются единством мнений авторов. Так, в работе Б. М. Меликсетяна [4] средние содержания молибдена в породах различных комплексов плутона даются равными 5,4—6,2 г/т, а в работе А. М. Демина и др. [2] по тем же комплексам приводятся средние содержания молибдена 1,1—2,4 г/т.

Причины подобного несоответствия следует, по-видимому, искать в систематических ошибках разных лабораторий, а также в том, что в более ранних работах, как правило, результаты анализов обрабатывались без учета закона распределения концентраций вещества и расчет статистических параметров производился, в основном, по нормальному закону. Между тем, как показали исследования, для молибдена в Мегриском плутоне наиболее распространенной моделью распределения является логарифмически нормальная функция и все оценки ее параметров должны производиться с учетом этого обстоятельства.

Вопрос распределения молибдена, как главного элемента-индикатора, имеет важное значение для выяснения общих закономерностей формирования медно-молибденового оруденения, а также для поисков скрытых рудных тел, в непосредственной близости от уже известных месторождений.

Особый интерес, в этой связи, представляет характер распределения молибдена в породах полосы Дебаклинского разлома, к которой приурочены крупные медно-молибденовые месторождения Армянской ССР.

Площадному геохимическому опробованию подверглись породы различных комплексов Мегринского плутона, расположенные вблизи рудных полей месторождений. Исследование показало, что в породах приразломной полосы молибден распространен широко, однако крайне неравномерно. В районах, прилегающих к рудным полям месторождений или рудопроявлениям, вне зависимости от состава пород, его концентрации довольно высокие, а по мере удаления от месторождения постепенно понижаются, достигая значений, не превышающих кларк более чем в 2—3 раза [1]. На некоторых участках приразломной полосы (район р. Мегри-гет), концентрации молибдена в породах снижаются до уровня чувствительности анализа ( $1 \cdot 10^{-4} \%$ ), и последние могут считаться практически стерильными на молибден (табл. I).

Таблица 1

Основные параметры распределения молибдена в породах приразломной полосы Дебаклинского разлома

Наименование пород	Количество проб в выборке $N$	Средние содержания элемента $X$ (г/т)	Стандартное отклонение $S_{lg}$	Коэффициент вариации $V_{lg}$
1. Монцититы				
а) вне рудного поля Каджарана	36	2,3	0,53	0,95
б) в рудном поле Каджарана	79	5,2	0,67	1,52
в) в шт. Шлоркут	62	25,1	0,66	1,89
г) в карьере Каджарана	21	263,0	0,48	0,86
д) в рудном поле Агарака	130	1,7	0,34	0,55
2. Граноспелиты				
а) вне рудного поля Агарака	216	1,3	0,49	0,86
б) в рудном поле Агарака	394	2,1	0,35	0,58
в) в карьере Агарака	31	52,5	0,69	1,42
3. Порфиоровидные граниты				
4. Гранодиорит-порфир I	45	2,8	0,41	0,60
5. Гранодиорит-порфир II	63	1,6	0,45	0,76
6. Гранодиорит-порфир Джиндари	22	3,6	0,56	1,04
	43	23,4	0,50	0,88

Повышенные концентрации молибдена в районе отмечаются в породах монцититовой фазы, вблизи Каджаранского рудного поля, где его средние содержания в измененных или слабо измененных разновидностях монцититов колеблются от 3 до 10 г/т. В пределах самого рудного поля концентрации молибдена еще больше увеличиваются, достигая 300 г/т в пределах самого месторождения.

Породы граноспелитовой фазы обогащены молибденом также в районах, прилегающих к рудным полям месторождений, в частности Агаракскому, Мичкваскскому и другим, где содержание его колеблется от 1 до 5,2 г/т, составляя, в среднем, 2,09 г/т.

Несколько меньшие содержания, но все же заметные, отмечаются в отдельных зонах гидротермально измененных пород. Вне этих участков средние содержания молибдена в граноспелитах не превышают 2,2 г/т, т. е. всего в 2 раза выше кларковых.

Породы интрузии порфиоровидных гранодиоритов характеризуются содержаниями, несколько превышающими ранее отмеченные у пород предыдущих фаз (до 4 г/т), однако и тут устанавливается зависимость концентраций молибдена от наличия рудопроявлений или гидротермально измененных, минерализованных зон.

Как правило, содержание в них молибдена не превышает 3 г/т. Распределение молибдена в гранодиоритах более равномерное, чем в породах предыдущих фаз и отмечается лишь некоторое увеличение содержания в контактах отдельных подфаз комплекса.

Таким образом, для пород приразломной полосы в целом характерно существование небольшого (2—3 кларка), сингенетического, первично-конституционного [6] рассеяния молибдена, на фоне которого в бла-

гоприятных структурах образуются участки паложненного энигенетического обогащения пород.

Первично-конституционное рассеяние возникает за счет присутствующего в родоначальной магме молибдена и поэтому тесно связано с его носителями—породообразующими минералами.

Проведенное спектральное и химическое опробование мономинеральных фракций породообразующих минералов показало, что молибден, в небольших количествах, содержится почти в каждом из них, однако более значительные концентрации его характерны для калиевых полевых шпатов (30 г/т), плагиоклазов (3—5 г/т) и др. Низким содержанием молибдена отличается кварц.

Более высокие содержания молибдена показывает биотит (20 г/т) и сфен (100 г/т), однако ввиду небольшого количества этих минералов в породе, высокие концентрации молибдена в них не могут оказывать существенного влияния на общее содержание молибдена.

Калиевый полевой шпат и плагиоклазы, согласно классификации Н. И. Сафронова [6], относятся к группе минералов-носителей молибдена, а сфен и биотит выступают в роли минералов-концентраторов. В породах приразломной полосы встречается также и аксессуарный молибденит, и его присутствие сказывается на содержании молибдена в породе в целом [4].

В пределах рудных полей месторождений характер распределения молибдена в породах резко меняется и, в этом случае, главным фактором концентрации становится их вторичное обогащение рудными компонентами, одновременное с образованием самих месторождений.

Это рассеяние, в отличие от сингенетического, характеризуется локальностью распространения, значительными концентрациями, своеобразием форм нахождения рудообразующих элементов в породе.

Опробование пород в пределах рудных полей Каджаранского и Агаракского месторождений показало, что повышенные содержания молибдена характерны как для слабо измененных монзонитов, так и для их нацело переработанных разностей, причем более высокие содержания молибдена встречаются в последних.

В слабо измененных разностях, в рудном поле, содержания молибдена колеблются в пределах 3—60 г/т, т. е. в десятки раз превышают фоновые содержания при довольно низком коэффициенте минерализации—56%. Такое несоответствие объясняется тем, что высокое содержание молибдена встречается не повсеместно, а в местах скопления мельчайших рудных прожилков и включений собственных минералов. В интенсивно измененных монзонитах Каджаранского месторождения концентрации молибдена еще более значительны и превышают кларковые более чем в сто раз. Одновременно высок и коэффициент минерализации—89%.

Данные, приведенные в табл. 2, свидетельствуют, что измененные породы Каджарана содержат значительные концентрации молибдена,

Таблица 2

Параметры распределения молибдена в монцонитах Каджаранского рудного поля

Наименование пород	Количество проб в выборке $N$	Среднее содержание элемента $X$ (г/т)	Стандартное отклонение $S$ г	Коэффициент $V$ г
Монцониты Каджарана				
1. Слабо измененные	79	5,25	0,67	1,92
2. Сильно измененные				
а) биотитизированные	17	112,2	0,74	1,57
б) серицитизированные	27	240,0	0,31	2,90
в) каолинизированные	21	100,0	0,93	2,50

при крайне неравномерном его распределении, вызванном наличием в породе локальных скоплений рудообразующих минералов.

Наложенный, эпигенетический характер обогащения в этом случае не вызывает сомнений, так как в противном случае глубокие преобразования минералов-носителей и концентраторов активными постмагматическими растворами привели бы к выносу молибдена в раствор [3].

В Каджаранском рудном поле рудоносные гидротермальные растворы, «прорабатывая» на отдельных участках толщу рудовмещающих пород, обогащали их металлогенными элементами, создавая широкий ореол эпигенетического рассеяния.

В наиболее благоприятных структурно-геологических условиях одновременно с этим происходит образование штокверкового, прожилково-вкрапленного оруденения (кварц-молибденитовые, кварц-молибденит-халькопиритовые и пирит-молибденитовые прожилки).

Подобное обогащение прослеживается и в породах, подвергшихся пострудной переработке— каолинизированным и карбонатизированным монцонитах, хотя здесь мы встречаем участки, сравнительно менее обогащенные молибденом. Последнее указывает на возможный вынос металла, вследствие выщелачивания.

Все приведенные выше данные подтверждают, что в пределах полосы Дебаклинского разлома породы Мегринского плутона обогащены молибденом крайне неравномерно, участки повышенных концентраций образуются только на небольшом удалении от месторождений за счет эпигенетического рассеяния, связанного с процессами постмагматического преобразования пород.

## Վ. Ե. ՎԱՐԳԱՆԵՍՈՎ

## ՄՈՆԻՏՐԻՆԳՆԵՐ ԱՊԱՐՆԵՐԻՄ ՄՈՆԻՏՐԻՆԳԻ ԲԱՇԽՄԱՆ ՀԱՔՅԻ ՄԱՍԻՆ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Մոնիթրինգի բաշխումը Մեղրու պլուտոնի Գեբաբլուի խախտման գոտում տարածված ապարներում անհավասարաչափ է և հանքային զաշտերի ու հանքավայրերի սահմաններից դուրս նրա պարունակությունը կլարկից երեք անգամից ավելի չի գերազանցում: Մոնիթրինգի բարձր կոնցենտրացիաները (6—10 գ/տ) նշվում են հանքային զաշտերին և հանքավայրերին կից տեղամասերում: Մոնիթրինգը նշվում է զաշտային սպատներում, բիոտիտի և սֆենի մեջ: Հիդրոթերմալ փոփոխման ենթարկված ապարներում նույնպես առկա են մոնիթրինգի բավականին բարձր բանակություններ: Գեբաբլուի խախտմանը կից տեղամասերում ապարների հարստացումը մոնիթրինգով կատարվել է էպիդենետիկ ցրման հաշվին, ցրման ոչ մեծ սինգենետիկ ֆոնի վրա:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.
2. Демин А. М., Поляков В. В., Сытнин А. А. Особенности распределения молибдена, меди и цинка в гранитоидах Мегринского плутона. Известия АН СССР, серия геолог. № 11, 1968.
3. Знаменский Е. Б., Шмакин Б. М. О важном источнике акцессорной минерализации в слюдоносных пегматитах. ДАН СССР, т. 169, 1966.
4. Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР). В кн.: «Металлогеническая специализация магматических комплексов». «Недра», 1964.
5. Меликсетян Б. М. К геохимии молибдена, слюда и вольфрама в щелочных породах Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1969.
6. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений (Методическое руководство). ОНТИ ВНИР. Л., 1967.
7. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.

УДК 553.4

Б. С. ВАРДАПЕТЯН, М. Г. ГЕОКЧАКЯН, Г. Г. АДАМЯН,  
К. А. ДАНИЕЛЯН

## К ВОПРОСУ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ И МЕТОДИКЕ РАЗВЕДКИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РУДНОГО ПОЛЯ АЛАВЕРДИ-ШАМЛУГ-АХТАЛА

Состояние динамики запасов по эксплуатируемым месторождениям Шамлуга и Ахталы, а также возможная перспектива восстановления Алавердских рудников, настоятельно требуют резкого расширения объема и усиления темпов геологоразведочных работ для получения ежегодного нужного прироста запасов руды.

В связи с этим вопросы закономерностей размещения оруденения и методики разведки, для рассматриваемого рудного поля, которым посвящена настоящая статья, приобретают особое значение.

Стратиграфическое положение рассматриваемого рудного поля определяется наличием разреза вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород байоса, бата, келловей, оксфорда и трансгрессивного среднего эоцена.

В этих условиях оруденение в виде совершенно небольших минералогических проявлений наблюдается во всех породах нормального геологического разреза. Однако промышленные скопления руды, находясь в своем образовании в тесной зависимости от благоприятных структурных и литологических факторов, в основном приурочены к четырем горизонтам геологического разреза рудного поля.

Три горизонта рудного поля являются местным, но единым структурно-литологическим комплексом, который представлен литологически благоприятными для рудозамещения породами, перекрытыми экраном и рассеченными рудоподводящими и рудораспределительными трещинами.

Четвертый же горизонт, будучи сложным литологически неблагоприятными для метасоматического рудозамещения породами, несет жильное и прожилково-вкрапленное оруденение, оформившееся главным образом путем заполнения трещин.

Вышеприведенное свидетельствует о том, что в рассматриваемом рудном поле нет явления стратифицированности оруденения.

Рудное поле контролируется четырьмя выходами довольно крупных интрузивов, которые в основном имеют состав гранодиоритов и кварцевых диоритов, в краевых частях местами приобретают более основной характер до габбро-диоритов. По общему петрохимическому и геохимическому характеру, пространственному положению, а также по данным бурения эти интрузивы являются аномальными частями более

крупного интрузивного тела, находящегося на глубине. В связи с этим данное рудное поле рассматривается как надинтрузивная зона сильно дислоцированных и гидротермально переработанных пород с отдельными рудными участками.

Главной структурой рудного поля является Алавердская брахиантуклинальная складка, имеющая северо-западное простирание и погружение в том же направлении. Сопряженно с образованием Алавердской антиклинали возник ряд складок второго и, более мелких, третьего порядка, развитых преимущественно в контактовых зонах между различными по составу породами. В момент максимального усиления пластичных деформаций в рассматриваемом рудном поле возникли близмеридиональные и близширотные, поперечные и продольные по отношению к складчатости, сравнительно крупные разрывные нарушения. Сопряженно со складчатостью и отмеченными крупными дизъюнктивными нарушениями возник целый ряд более мелких разрывов, среди которых выделяются широтные структуры, получившие большое развитие на всех рудных участках и игравшие рудоконтролирующую роль.

В структуре рудного поля немалое значение имеют непроницаемые для растворов плоскости (экраны), представленные весьма плотными, массивными породами (альбитофиры и плотные песчаники Шамлуга, плотные туфогенные глинистые сланцы Алаверди и массивные порфириды Ахталы) и разрывными нарушениями, заполненными спрессованной глиной притирания (Ахтала).

Такая дорудная структура сыграла большую роль в рудообразовании, которое имеет гидротермальный характер и в определенный этап своего формирования представляло циркуляцию рудных растворов. Она направляла циркуляцию рудных растворов, подводила их до экранов, задерживающих их циркуляцию, концентрировала или рассеивала, тем самым способствуя процессу рудоотложения и локализации оруденения.

Крупные разрывы первого порядка, преимущественно близмеридионального и некоторые близширотного простирания, открытые к моменту циркуляции гидротермальных растворов, сыграли роль рудопроводящих каналов (Алавердский сброс, Ахталские западный, меридиональный и восточный разломы, Шамлугские меридиональные и широтные разрывы). Они, подводя растворы из глубинного очага, на сравнительно высоких горизонтах сочленились с разрывами второго порядка, которые, по-видимому, сыграли роль рудораспределительных структур, а у рудных экранов—и роль рудных полостей. Не исключается, что и некоторые разрывы первого порядка играли в процессах оруденения роль распределительных структур. Широтные (или близширотные) трещины второго порядка и сопровождающие их мелкие трещины оперения, образуя ослабленные зоны широтной системы, служили в рудном поле основной рудовмещающей структурой. Это обстоятельство подтверждается повсеместно широтным (или близширотным) простиранием в пределах рудного поля всех известных рудных тел, прослеживающихся вдоль меридиональных разломов.

Состав и структурные особенности пород сыграли важную роль в процессах оруденения. Одни породы благоприятствовали процессам оруденения, легко замещаясь рудой, другие, наоборот, трудно или вовсе не поддавались замещению, были непроницаемыми экранами рудных разрывов.

Методика разведки Алавердского, Шамлугского и Ахталского месторождений в основном обусловлена характером резко пересеченного горного рельефа, формой, величиной и глубиной залегания рудных тел. Безусловно, немаловажную роль играют в выборе правильного направления и методики разведки установленные на месторождениях закономерности размещения в пространстве оруденения, контролируемые, главным образом, структурными и литологическими факторами.

Как следует из вышензложенного, для данного рудного поля наиболее перспективными в отношении концентрации оруденения являются участки, сложенные благоприятными для рудозамещения породами, расчлененными меридиональными и широтными разрывами и перекрытыми непроницаемыми экранами.

Кроме этого, в учете вопросов, обоснующих методику разведки, принимаются во внимание степень изменчивости содержания металлов в руде, мощности и условий залегания рудных тел, при важном значении угла падения последних.

В проведенных геологоразведочных работах на Ахталском и Шамлугском месторождениях отмечается переразведка на центральных участках, местами расстояния между разведочными буровыми скважинами доведены до 20—30 м, во многих случаях при явно отрицательных результатах разведки.

Исходя из сравнений данных разведки с результатами эксплуатационных работ, а также учитывая минимальный размер промышленных рудных тел (в поперечнике 50—40 м), расстояние между выработками в стадии детальной разведки не должно превышать эти цифры, предварительной разведки—от 80 до 50 м, а в начальной стадии расстояние между выработками может быть в два раза больше, т. е. 100—80 м.

В связи с большой сложностью месторождений нужно принять последовательный порядок прохождения буровых скважин и параллельно-последовательный—горных выработок.

Существует большое несоответствие по количеству и качеству между запасами оконтуренными и подсчитанными вначале буровыми скважинами и затем горными выработками.

На Шамлугском месторождении запасы, вскрытые буровыми скважинами по штоку «Базмаметах», при последующей проверке горными выработками оправдались только на 60%. В прошлом много примеров неподтверждения запасов имеются и по другим участкам Шамлугского месторождения, разведанным вначале буровыми скважинами, а в следующую стадию горными выработками.

Таких значительных расхождений в подсчитанных запасах не отмечается по Ахталскому месторождению. Здесь, в основном, подсчеты по-

следующих этапов разведки, а также данные эксплуатации совпадают с таковыми начального периода буровой разведки.

По Алавердскому месторождению, к сожалению, нет данных по рассматриваемому вопросу о сходимости запасов, однако, пример Шамлуга должен быть учтен при оконтуривании запасов на Алавердском месторождении—необходимо, чтобы интерполяционные контуры по буровым скважинам и тем более экстраполяционные проводились со всей осторожностью.

Анализ рассматриваемого столь нежелательного явления показал, что оно имеет место из-за неучета всех морфологических разновидностей рудных тел по следующим основным причинам.

На Шамлугском месторождении многочисленные его исследователи рудные тела по морфологии относили к штокам, линзам, жилам и зонам прожилково-вкрапленного оруденения, почему-то не выделяя еще одну, по-видимому, очень распространенную в рудном поле, и в частности, на Шамлугском месторождении, форму рудных тел в виде гнезд. Рудные тела этой формы отличаются небольшими размерами (1—1,5 м в поперечнике и больше), но сравнительно высоким содержанием металлов. На ряде участков Шамлугского месторождения рудные тела (шток «С», Базмаметах), принятые при буровой разведке за штоки, при проверке горными выработками оказались отдельными гнездами богатой руды, разбросанными друг от друга большим пространством пустых или слабоминерализованных пород.

В связи с необходимостью предварительного выяснения морфологического характера рудного тела для данного рудного поля следует практиковать проходку веерных скважин из одной точки. После пересечения первой скважиной богатой руды две последующие веерные скважины, заданные из этой же точки с радиусом удаления от пересечения руды первой скважиной на 15—20 м выявят характер вскрытого рудного тела. Сложность месторождений требует применения для всех стадий разведки комбинированной горнобуровой системы с акцентом на горные выработки в стадиях предварительной и детальной разведки.

В практике геологоразведочных работ приводится сравнительно большой объем подходов выработок по пустым породам для вскрытия, прослеживания и оконтуривания рудных тел. Объем их возрастает ежегодно в связи с значительным расширением работ на Шамлугском и Ахтальском месторождениях.

Нам кажется, что необходимо учесть положительный опыт Зода и Азатека и на разведываемых месторождениях заменить протяженные подходы выработки (штольни, кварцлаг, полевые штреки) разведочными шахтами глубиной 100—150 м. Для сокращения времени и расходов, бурение скважин с поверхности, по перекрывающим рудную зону изученным породам (порфириты, альбитофиры, песчаники и др.), рекомендуется осуществить без подъема керна или же с подъемом через большие интервалы.

Бурение шпуров производится ручными перфораторами с пневмоподдержки, в то время как сечение выработок позволяет применять более мощные перфораторы колонкового типа, которые имеют значительно большую производительность. Целесообразно в более крепких породах и выработках сечением  $6,4 \text{ м}^2$  ручные перфораторы заменить колонковыми. Для пород XVI—XVIII категории и при сечении выработок  $5,1 \text{ м}^2$  и  $6,4 \text{ м}^2$  КИШ (коэффициент использования шпуров) предусмотрен около  $0,75—0,8$ . В забоях фактическое значение этого коэффициента редко доходит до отмеченных величин, а часто значительно меньше.

Учитывая принципиальную важность абсолютного увеличения КИШ во всех забоях, ибо положительное решение этой проблемы весьма повысило бы производительность труда рабочих забойной группы и существенно снизило бы себестоимость проходки  $1 \text{ м}$  выработки, необходимо перейти на новую конструкцию зарядов ВВ во врубе, обеспечивающей КИШ не менее единицы.

Несмотря на многолетнюю производственную деятельность и наличие значительного объема горизонтального подземного бурения глубоких скважин, остается нерешенным рациональный выбор комплекта алмазного породоразрушающего инструмента, оптимальных параметров режимов бурения и оптимального расхода алмазных коронок.

Необходимо провести на Шамлугском и Ахтальском месторождениях опытные работы по исследованию и разработке оптимальной технологии бурения разведочных скважин, уточнения буримости горных пород, обеспечения максимально возможного роста производительности труда и объективного обоснования вопросов технического нормирования, научной организации труда.

Выбор рациональных параметров режимов бурения рекомендуется установить отдельно с учетом окружных скоростей, удельных нагрузок и удельного количества промывочной жидкости для каждой группы горных пород.

Ереванский государственный  
университет

Поступила 26.VI.1974.

Բ. Ս. ՎԱՐԿՈՒՅՏՅԱՆ, Մ. Գ. ԳԵՈՂՉԱԿՅԱՆ, Գ. Ա. ԳԱՆՆԵՅԱՆ, Շ. Շ. ԱՐԿՄՅԱՆ

ԱՂԱՎԵՐԳԻ—ՇԱՄԼՈՒԳ—ԱԽՏԱԼՅԻ ՀԱՆՔԱԿԱՇՏԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ  
ՀԱՆՔԱՅՆԱՅՄԱՆ ՏԵՂԲԱՇԽՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶՄՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԵՎ ՀԵՏԱԽՈՒՉՄԱՆ  
ՄԵԹՈԴԻԿԱՅԻ ՀԱՐՑԻ ՎԵՐԱՔԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ լ լ

Աղավերգու լեռնա-մետալուրգիական կոմբինատի հումքային բազայի  
ընդլայնման հարցը կարող է լուծվել ինչպես նոր հանքանյութերի հայտնաբեր-  
ման և աղբառ հանքանյութերի տարածման հին դաշտերի վերահետախուզման,

այնպես էլ հանքավայրերում տարվող երկրաբանա-հետախուզական աշխատանքների կֆեկտիվության բարձրացման հաշվին:

Հոգվածում քննարկվում են Ախթալա և Շամլուղ հանքավայրերում հանքայնացման տեղաբաշխման օրինաչափությունների և հետախուզման մեթոդիկայի հարցերը և հանձնարարականներ են տրվում այդ հանքավայրերում երկրաբանա-հետախուզական աշխատանքների կատարման ժամանակ բացահայտված հնարավորությունների օգտագործման համար:

УДК 551.465.66

Э. Н. САРДАРОВ

## КАРБОНАТНО-КАЛЬЦИЕВОЕ РАВНОВЕСИЕ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Наличие гидродинамической связи поверхностных и подземных вод в пределах территории Вулканического нагорья Армянской ССР свидетельствует об участии поверхностного стока в формировании подземных вод [7]. Вследствие этого значительный интерес представляет рассмотрение карбонатно-кальциевого равновесия в поверхностных водах региона, которое и предопределяет общий химический состав.

Изучение карбонатного равновесия пресных поверхностных вод начато сравнительно недавно. Этому вопросу посвящены работы: Е. А. Пастака [6], Н. М. Страхова [8], П. П. Воронкова [3], О. А. Алекшина и Н. П. Моричевой [1, 2], Г. А. Лаумянскиса и Р. Ю. Юрявичюса [5], Т. К. Федоровой [9] и др.

В настоящей работе автором впервые рассматривается карбонатно-кальциевое равновесие поверхностных вод Вулканического нагорья Арм. ССР.

Рассматриваемая территория занимает около трети всей площади республики и представляет собой регион с повсеместным распространением покровов и потоков лав третичного и четвертичного возраста.

Большая часть нагорья расположена на абсолютных отметках более 2000 м, где в силу значительного количества атмосферных осадков, больших уклонов рельефа формируется поверхностный и подземный сток, стекающий по направлению к предгорным его частям.

Реки типично горные. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатного, реже гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-натриевого или магниевого состава с величиной общей минерализации от 44 до 490 мг/л.

На основании фондового материала и личных сборов автора, по методике О. А. Алекшина и Н. П. Моричевой [2] проведено исследование карбонатно-кальциевого равновесия вод 10 основных рек нагорья.

Основным условием стабильности карбонатной системы является соответствие содержания  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  с величиной произведения активностей ионов  $[\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{CO}_3^{2-}] = K_0$  (при данных физико-химических условиях и ионной силе раствора), а также равновесие  $\text{CO}_2$ , растворенного в воде, с  $\text{CO}_2$ , находящимся над раствором. Изменение этих условий предопределяет сдвиг равновесия в ту или иную сторону.

В проведенных расчетах величины произведения растворимости  $\text{CaCO}_3$  при заданной температуре и давлении использованы по С. С. Заводному [4], а значение констант в уравнении Дебая-Хеккеля для

водного раствора—по Г. Т. Манюф, Р. Т. Ватес, В. И. Хамер и С. Ф. Акред.

Следует отметить, что рассмотрение карбонатно-кальциевого равновесия вод рек нагорья представляет интерес не только в вопросе формирования химического состава поверхностных и подземных вод, но и в характеристике агрессивности речных вод по отношению к бетону при гидротехническом строительстве.

В зависимости от приуроченности средней высоты водосбора рек к различным высотным физико-географическим поясам нагорья наблюдается следующая гидрохимическая зональность (табл. 1). Реки со средним значением абсолютных отметок водосборных бассейнов более 2400—2500 м (высокогорные) характеризуются гидрокарбонатно-кальциевым составом с величиной общей минерализации до 100 мг/л. Средняя температура воды варьирует от 5 до 8°C, а значение водородного показателя (рН)—от 6,7 до 7,5. Ионная сила раствора ( $\mu$ ) изменяется от 0,00084 до 0,00144, а произведение активностей ионов ( $K_0$ )  $\text{Ca}^{2+}$   $\text{CO}_3^{2-}$  — от  $0,0041 \cdot 10^{-9}$  до  $0,022 \cdot 10^{-9}$ . Степень насыщенности воды карбонатом кальция  $\left(\frac{K_0}{K_{10}}\right)$  варьирует от 0,0009 до 0,004. Рассчитанное содержание свободной углекислоты в воде рек рассматриваемого высотного пояса составляет 9,7—15,3 мг/л, где более 90% ее содержания является агрессивной.

В пределах среднего пояса нагорья (абс. отм. от 2000 до 2400—2500 м) вода рек характеризуется гидрокарбонатно-кальциевым составом с минерализацией до 200 мг/л. Температура воды изменяется от 7 до 10°C, а значение водородного показателя—от 7,4 до 7,7. Ионная сила раствора варьирует от 0,00298 до 0,00314, а произведение активностей ионов  $\text{Ca}$  и  $\text{CO}_3$ —от  $0,564 \cdot 10^{-9}$  до  $0,595 \cdot 10^{-9}$ . Степень насыщенности воды карбонатом кальция составляет 0,116—0,117. Рассчитанное содержание свободной углекислоты в водах рассматриваемой зоны изменяется от 6,0 до 7,7 мг/л, где около 80—90% ее содержания является агрессивной.

В случае нарушения повсеместного распространения лавового покрова и выходов обнажений осадочных пород, что имеет место в пределах водосборных бассейнов рр. Арпа (Ехегнадзор), р. Элегис (Шагин), имеют место аномально повышенные значения общей минерализации вод (до 213 мг/л), величины водородного показателя (до 7,7), ионной силы раствора (до 0,00382) и произведения активностей ионов  $\text{Ca}$  и  $\text{CO}_3$  (до  $2,764 \cdot 10^{-9}$ ). Степень насыщенности воды карбонатом кальция в этом случае достигает 0,315—0,562.

В пределах предгорного пояса нагорья (средние значения высот водосборных бассейнов до 2000 м) воды характеризуются гидрокарбонатно-кальциевым составом с величиной общей минерализации более 200 мг/л. Средние значения температуры воды возрастает до 8—13°C, а водородного показателя—до 7,1—7,5. Ионная сила раствора изменяется от 0,00446 до 0,00894, а произведение активностей ионов  $\text{Ca}$  и  $\text{CO}_3$ —от  $1,281 \cdot 10^{-9}$  до  $1,319 \cdot 10^{-9}$ . Степень насыщенности воды карбонатом кальция составляет 0,257—0,293. Рассчитанное содержание свободной угле-

Таблица 1

Характеристика карбонатно-кальциевого равновесия в воде рек Вулканического нагорья Армянской ССР  
в зависимости от степени их водности

Река — пост	р. Касах — п. Аштарак			р. Арпа — п. Ехегнадзор			р. Ахурян — п. Айкадзор		
	24.08.1958	13.01.1953	Среднее многолет.	26.08.1962	27.04.1959	Среднее многолет.	14.08.1961	11.05.1961	Среднее многолет.
Экстремальные значения расхода, $м^3/сек$	1,9	38,0	5,6	4,2	48,2	10,6	10,7	39,5	26,9
Температура воды, °С	16,0	5,0	7,1	12,0	6,0	9,3	18,2	11,2	8,0
Водородный показатель, pH	7,9	7,1	7,5	7,9	7,2	7,7	7,4	7,6	7,5
$[HCO_3^-]$ , мг экв/л · $10^{-3}$	2,33	0,72	1,58	2,15	0,99	2,04	3,52	2,20	2,43
$[Ca^{2+}]$ , мг экв/л · $10^{-3}$	1,23	0,78	1,08	1,75	0,82	1,57	1,82	1,95	1,65
$p$ , $10^{-3}$	4,02	1,49	2,98	4,79	2,20	3,82	5,52	4,00	4,46
$\gamma \cdot HCO_3^-$	0,930	0,958	0,942	0,924	0,948	0,932	0,918	0,931	0,927
$\gamma \cdot Ca^{2+} \cdot \gamma CO_3^{2-}$	0,748	0,848	0,782	0,729	0,808	0,751	0,710	0,749	0,737
$K_0 \cdot 10^{-9}$	2,993	0,079	0,595	3,399	0,142	2,764	2,067	0,201	1,281
$\frac{K_0}{K_0}$	0,673	0,015	0,117	0,721	0,088	0,562	0,478	0,042	0,257
$[CO_2]$ , мг/л	Свободная		7,7	2,1	5,3	9,4	14,6	6,6	13,4
		Агрессивная	0,5	7,0	0,5	2,5	7,5	6,0	2,5

кислоты увеличивается до 13,4—26,6 мг/л, из конх лишь 40—80% является агрессивной. С увеличением содержания в воде свободной двуокиси углерода (фиг. 1) имеет место возрастание содержания ионов Са и  $\text{HCO}_3^-$ , уменьшение значения водородного показателя, что обуславливает насыщенность воды  $\text{CaCO}_3$ .

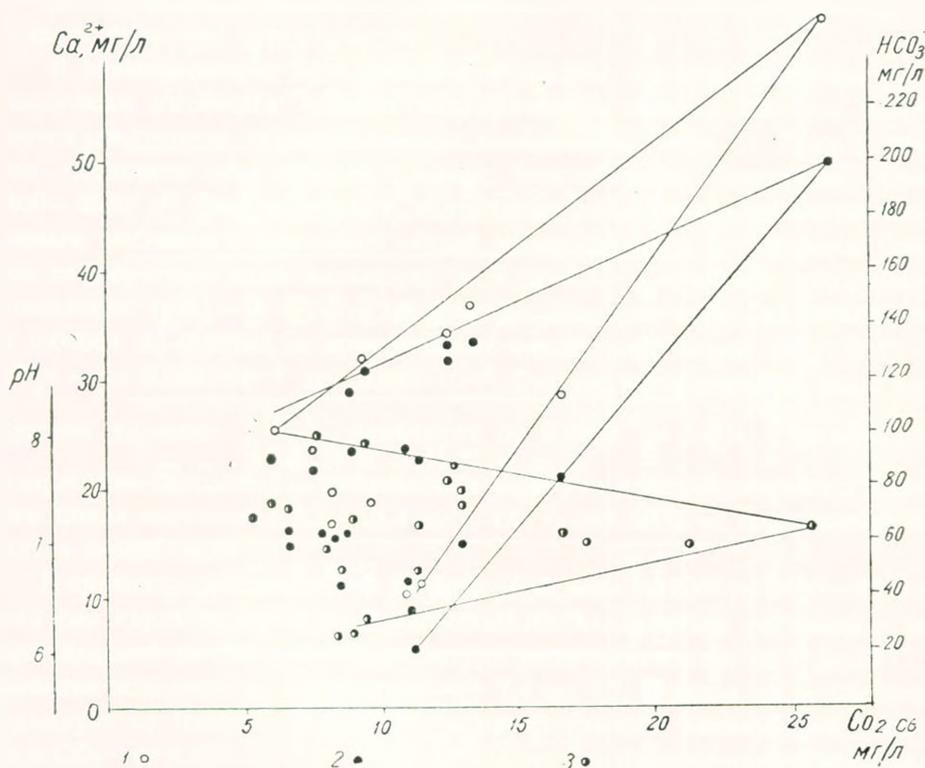
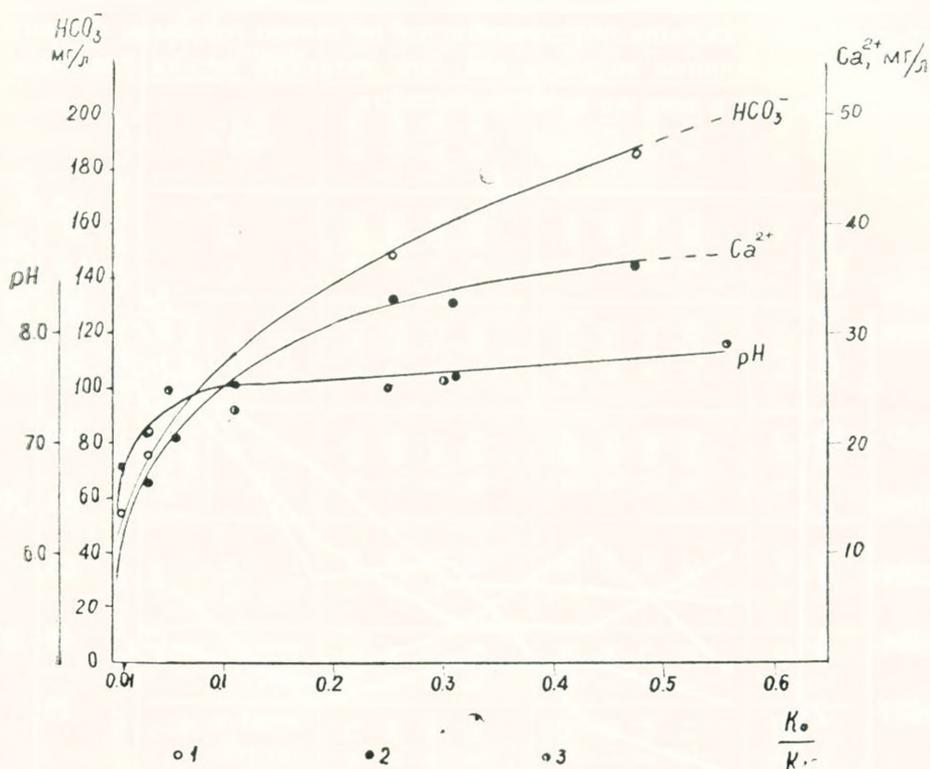


Рис. 1. Изменение содержания ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и значения водородного показателя (рН) от степени насыщенности вод свободной углекислотой. 1—содержание ионов  $\text{HCO}_3^-$ ; 2—содержание ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ; 3—значение рН.

Исследование степени насыщенности вод карбонатом кальция в зависимости от содержания ионов  $\text{HCO}_3^-$ , Са и значения водородного показателя (фиг. 2) показало, что с увеличением степени насыщенности вод  $\text{CaCO}_3$  возрастает содержание ионов  $\text{HCO}_3^-$ , Са и весьма незначительно значение рН.

В результате уменьшения содержания свободной углекислоты от 17,0 до 8,0 мг/л и увеличения рН от 6,5 до 7,8 насыщенность воды возрастает более чем в 6 раз при том-же ионном составе. В среднем каждой десятой доле степени насыщенности вод карбонатом кальция соответствует содержание  $\text{HCO}_3^-$ , равное 26,6 мг/л,  $\text{Ca}^{2+}$  — 5 мг/л и рН-0,2. Следует отметить, что характер этой зависимости не одинаков. Так, резкое увеличение степени насыщенности вод карбонатом кальция (0,01—0,1) соответствует значениям водородного показателя от 6,0 до 7,5 в дальнейшем эта зависимость сглаживается, а кривая рН сильно выполаживается.

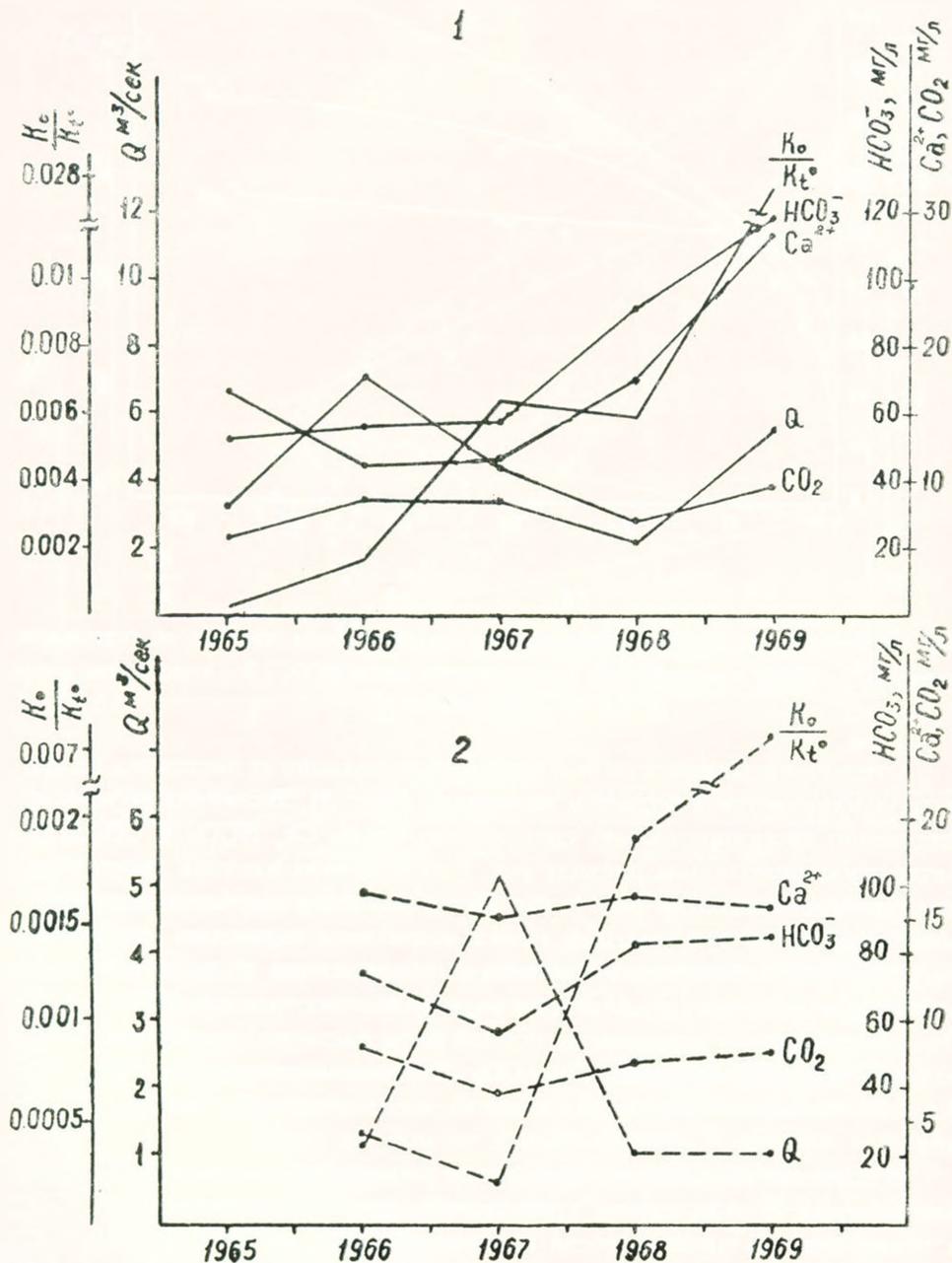


Фиг. 2. Зависимость степени насыщенности вод карбонатом кальция от содержания ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и значения pH. 1—содержание ионов  $\text{HCO}_3^-$ ; 2—содержание ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ; 3—значение pH.

Степень насыщенности вод карбонатом-кальция не постоянна во времени и изменяется в большом интервале (фиг. 3). Величина ее преимущественно пропорциональна содержанию ионов Ca,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_2$  и обратно пропорциональна расходу рек. Рассматривая влияние экстремальных значений расходов рек (табл. 2) на характер карбонатно-кальциевого равновесия вод, находим, что в периоды с высокими значениями расходов рек наблюдается понижение температуры воды, водородного показателя, общей минерализации воды (в частности ионов  $\text{HCO}_3^-$  и Ca). Это обуславливает уменьшение ионной силы раствора и значения произведения активностей ионов Ca и  $\text{CO}_3$ . Степень насыщенности воды карбонатом кальция во много раз меньше своего среднегодовалого значения.

В периоды абсолютных минимумов расхода рек наблюдается обратная картина. В этом случае произведение активностей ионов Ca и  $\text{CO}_3$ , а также степень насыщенности воды карбонатом кальция приобретают максимальное значение и во много раз превосходит таковые среднегодовалые значения. Следовательно, характер водности рек влияет на стабильность карбонатно-кальциевого равновесия и изменяет ее в ту или иную сторону.

Изменение активностей ионов  $\text{Ca}$  и  $\text{CO}_3$ , и степени насыщенности вод карбонатом кальция обуславливается не только годовыми и многолетними колебаниями водности рек. Эти величины весьма различны в пределах одного и того же речного бассейна.

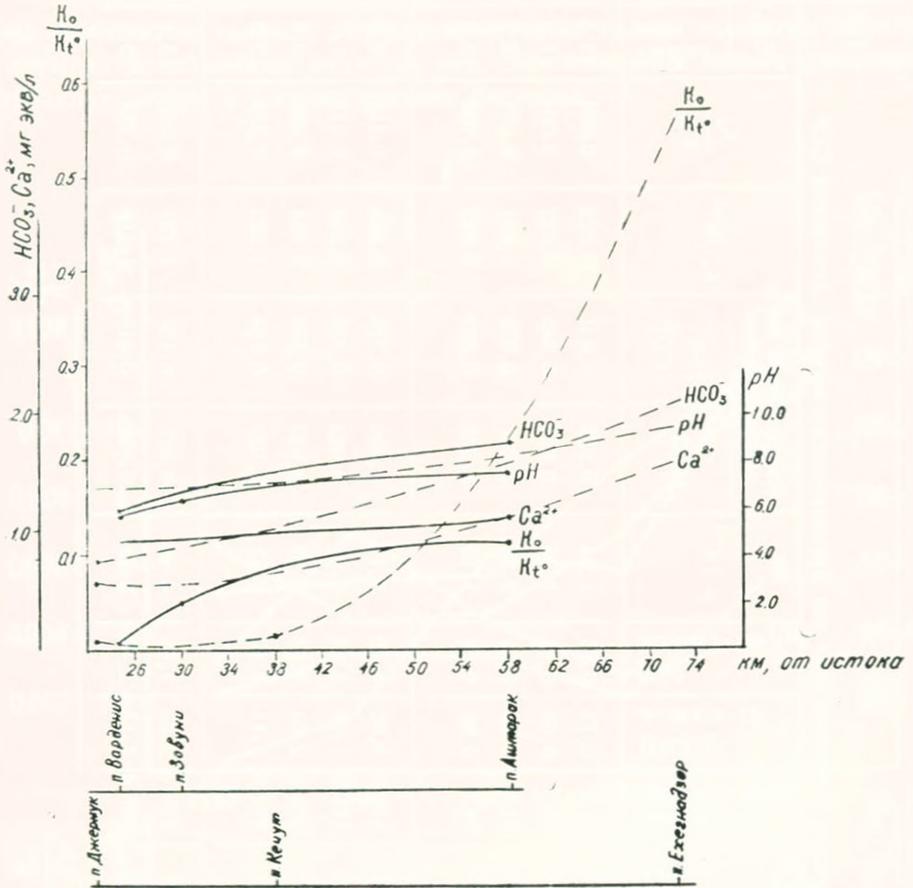


Фиг. 3. Многолетние изменения расхода рек, содержания ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и степени насыщенности вод карбонатом кальция. 1—р. Арпа (п. Джермук); 2—р. Касакх (п. Варденис).

Таблица 2

Характеристика карбонатно-кальциевого равновесия поверхностных вод Вулкашического нагорья Армянской ССР

Пояс	Река—пост	Количество проб	Температура воды, °С	рН	Индекс воды по О. А. Алекшину	Минерализация мг/л	[HCO <sub>3</sub> ] мгэкв/л · 10 <sup>-3</sup>	[Ca] мгэкв/л · 10 <sup>-3</sup>	λ · 10 <sup>-3</sup>	Коэффициент активности ионов		K <sub>0</sub> · 10 <sup>-9</sup>	K <sub>0</sub> K <sub>10</sub>	[CO <sub>2</sub> ] мг/л	
										γ HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	γ Ca <sup>2+</sup> γ CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>			свободная	агрессивная
Высокогорный	Арпа—Джермук	55	6,9	6,7	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	81,7	0,75	0,51	1,44	0,958	0,841	0,022	0,004	11,5	10,5
	Варденик—Варденис	114	6,5	6,8	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	73,7	0,69	0,44	1,36	0,959	0,845	0,022	0,004	11,0	10,5
	Воротан—Борисовка	52	7,8	7,1	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	61,8	0,06	0,21	0,84	0,967	0,875	0,004	0,001	9,7	9,0
	Маргуни—Геховит	36	7,0	7,2	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	68,2	0,06	0,24	1,12	0,963	0,859	0,012	0,002	15,3	14,0
Среднегорный	Азат—Зовашен	108	10,0	7,4	C <sub>I</sub> <sup>Ca</sup>	174,0	1,66	1,16	3,11	0,939	0,778	0,564	0,116	6,0	5,0
	Касах—Ашгарак	110	7,1	7,5	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	111,2	1,58	1,08	2,98	0,942	0,782	0,595	0,117	7,7	7,0
	Арпа—Ехегнадзор	102	9,3	7,7	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	200,0	2,04	1,57	3,82	0,932	0,754	2,764	0,562	9,4	7,5
	Элегис—Шатни	96	9,6	7,6	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	212,9	2,11	1,63	3,81	0,932	0,753	1,525	0,315	12,3	9,0
Предгорный	Ахурян—Айкадзор	114	8,0	7,5	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	239,7	2,43	1,65	4,46	0,927	0,737	1,281	0,257	13,4	10,5
	Севджур—Зевва	92	13,0	7,1	C <sub>II</sub> <sup>Ca</sup>	487,4	4,13	2,49	8,94	0,898	0,649	1,319	0,293	26,6	12,5



Фиг. 4. Изменение компонентов карбонатно-кальциевого равновесия и степени насыщенности вод карбонатом кальция по длине рек Касах и Арпа. 1—р. Касах; 2—р. Арпа.

Исследование изменения карбонатно-кальциевого равновесия в различных гидрологических створах по длине рр. Касах и Арпа (фиг. 4) показало, что по мере течения воды от областей формирования к устью происходит увеличение содержания ионов  $\text{Ca}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , водородного показателя, а следовательно, произведения активностей ионов  $\text{Ca}$ ,  $\text{CO}_3$  и степени насыщенности воды карбонатом кальция.

Среднее значение приращения величины степени насыщенности вод карбонатом кальция на 1 км длины р. Касах составляет 0,002, а р. Арпы—0,008. Характер изменения степени насыщенности вод карбонатом кальция не одинаков по длине рек. Если в пределах речного бассейна р. Касах степень насыщенности вод  $\text{CaCO}_3$  равномерно возрастает в направлении от истоков к устью реки, то сравнительно сложная зависимость имеет место для р. Арпа. Здесь на протяжении 50 км от истоков среднее значение приращения величины степени насыщенности вод карбонатом кальция составляет 0,002, далее до устья реки оно возрастает до 0,025.

Это столь резкое повышение степени насыщенности вод карбонатом кальция объясняется наличием в водосборном бассейне обнажений осадочных пород. Вместе с тем следует отметить что сравнительно малая водность, небольшая глубина и повышенная температура вод рек Вулканического нагорья Арм. ССР благоприятствуют бурному развитию растительности и поглощению двуокси углерода, что обуславливает перенасыщенность вод  $\text{CaCO}_3$ .

Из всего вышесказанного следует:

1. Воды рек Вулканического нагорья Арм. ССР во все сезоны года и на всем своем протяжении не насыщены  $\text{CaCO}_3$ , что хорошо согласуется с присутствием в воде агрессивной  $\text{CO}_2$ .

2. Степень насыщенности вод  $\text{CaCO}_3$  не постоянна и зависит как от фаз водности рек, так и отдаленности от истоков.

3. Не насыщенные карбонатом кальция поверхностные воды являются агрессивными по отношению к бетону, что следует учитывать при проведении гидротехнических работ.

Институт геологических наук  
Академии наук Армянской ССР

Поступила 18.IX.1973.

Է. Ի. ՍՐԲՍՅԱՆ

#### ԿԱՐԲՈՆԱՏ-ԿԱԼՑԻՈՒՄԵՆԻՆ ԶԱՎԱՍԱՐԱԿՇՈՒՄԻՓՅՈՒՆԵՐ ԶԱՅՆԱԿԱՆ ՍՈՋ ԸՐԱՔԱՅԻՆ ԼՈՒՆՈՇՆԱՐԶԻ ՄԱԿԵՐԵՍՍՅՈՒՆ ԶՐԵՐՈՒՄ

#### Ա մ փ ո փ ու լ մ

Մակերեսային ջրերը մասնակցում են Հայկական ՍՍՀ Հրաբխային լեռնաշխարհի ստորերկրյա ջրերի ռեսուրսների և քիմիական կազմի գոյացման մեջ: Այդ իսկ պատճառով նրանց քիմիական կազմի և ճավասարակչի ու սիտեմների ուսումնասիրումն իրենից զգալի հետաքրքրություն է ներկայացնում: Մակերեսային ջրերի հիդրո-կարբոնատային ճավասարակչության անալիզը ցույց է տալիս, որ տարվա բոլոր եղանակներին և իրենց ողջ երկայնքով գետերի ջրերը հագեցած են կալցիումի կարբոնատով:  $\text{CaCO}_3$ -ով ջրերի հագեցվածության աստիճանը կախված է բարձրության գոտայնությունից, գետերի ջրառատությունից, ակունքից ունեցած հեռավորությունից և այլն:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алексин О. А., Моричева Н. П. Карбонатно-кальциевое равновесие р. Волги. ГХМ, т. 24, 1957.
2. Алексин О. А., Моричева Н. П. Расчет характеристик карбонатного равновесия. Современные методы анализа природных вод. Изд. АН СССР, 1962.
3. Воронов П. П. Некоторые особенности формирования полного состава воды водоохранилищ в зоне избыточного увлажнения. Тр. ГГН, вып. 33 (87), 1951.
4. Заводнов С. С. Производство растворимости  $\text{CaCO}_3$  от 0 до 70°C. Ж. В. Х. О. им Д. И. Менделеева, т. 9, № 4, 1964.

5. Лаумянскас Г. А., Юрвичюс Р. Ю. Карбонатно-кальциевое равновесие в воде залива Куршо-Марес. Тр. АН Лит. ССР, сер. Б. № 4. 1962.
6. Пастак Е. А. Щелочность воды р. Волги. Тр. ГГИ, вып. 3. 1936.
7. Сардаров Э. И. К вопросу о взаимосвязи подземных вод с поверхностным стоком. Известия АН АрмССР. Науки о Земле. № 1—2. 1968.
8. Страхов Н. М. О карбонатном режиме рек. Сов. геол., № 18. 1947.
9. Федорова Т. К. Исследование карбонатно-кальциевого равновесия в дождевых и поверхностных водах некоторых районов Средней Азии и Казахстана. Проблемы освоения пустынь, № 1. 1968.

УДК 550.34.01

Б. К. КАРАПЕТЯН, А. Г. НАЗАРОВ, А. С. МУРАДЯН

## МОДЕРНИЗИРОВАННЫЙ МНОГОМАЯТНИКОВЫЙ СЕЙСМОМЕТР ИГИС-1М ДЛЯ ЗАПИСИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Основные задачи, решаемые с помощью многомаятниковых сейсмометров, заключаются в приближенном моделировании силового воздействия сейсмических возмущений на сооружения и проведении работ в области инженерной сейсмологии, с целью обследования разрушительных последствий землетрясений, для решения вопросов сейсмического районирования и микрорайонирования, расчета сооружений и т. д.

В Институте геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР разработан и изготовлен действующий макет многомаятникового сейсмометра, в котором имеется возможность регулировать величины затухания и периода свободных колебаний маятников как сферических, так и полляризованных. Регулировка основных характеристик сейсмомаятников позволяет получить поправочные коэффициенты, необходимые при анализе поведения сооружений и оценке степени стабильности графика приведенных сейсмических ускорений, построенного на основе показаний стандартного сейсмометра [2].

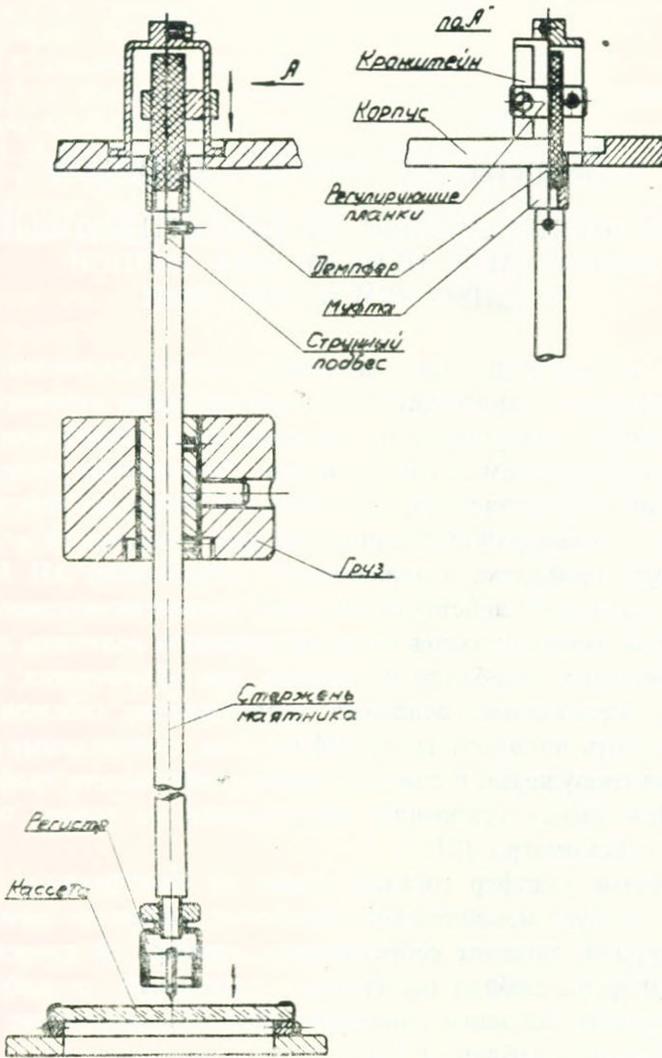
Регулируемый демпфер гораздо проще по конструкции, надежнее в работе и не требует механической обработки, повышает качества наладки и тарировки, снижает себестоимость прибора. В качестве материала для демпфера выбран полиэтилен кабельный от кабеля РК-3 взамен полиэтилена высокого давления, физико-механические свойства которого приведены в таблице 1 [1].

Таблица 1

Удельный вес $г/см^3$	Теплостойкость по Мартенсу $^{\circ}C$	Морозостойкость $^{\circ}C$	Предел прочности		Удельная ударная вязкость $кг/см \cdot см^2$	Модуль упругости $кг/мм^2$
			$\sigma_{сж}$ $кг/см^2$	$\sigma_{изг.}$ $кг/см^2$		
0,92	130—150	-70	120	80	35	15—25

### 1. Краткое описание сейсмометра ИГИС-1М

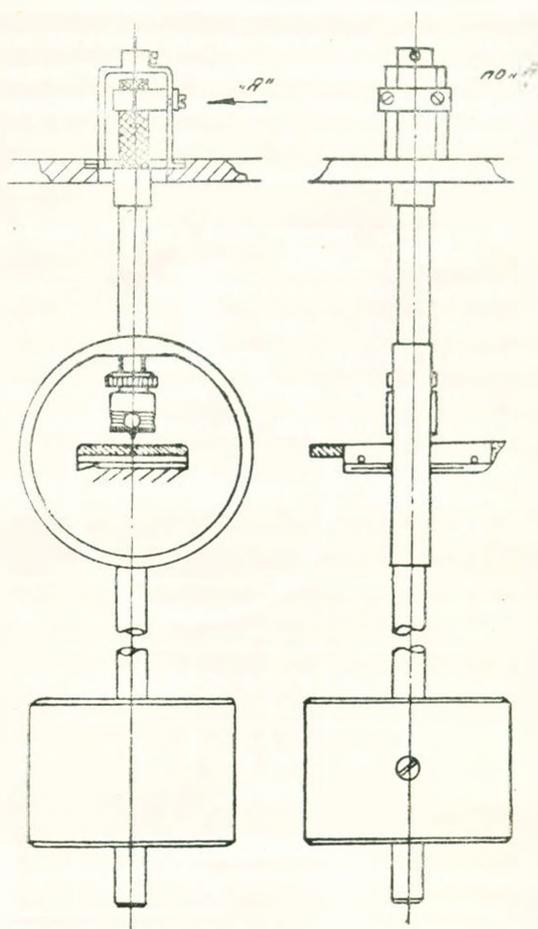
Многомаятниковый сейсмометр предназначен для прямого определения спектров приведенных сейсмических ускорений при сильных и разрушительных землетрясениях. Рабочими элементами в приборе явля-



Фиг. 1. Общий вид сферического маятника сейсмометра ИГИС-1М ( $T=0.05 \pm 0.6$  сек).

ются вертикально подвешенные сферические и горизонтально расположенные поляризованные маятники (фиг. 1, 2). Маятники подвешены за струнные подвесы 6, несущие всю нагрузку колебательной системы. Затухание собственных колебаний такой системы осуществляется с помощью демпферного устройства 5. Колебания системы записываются регистром, представляющим собой подпружиненные корундовые иглы 10, закрепленные на концах маятников, которые при относительном перемещении маятников прочерчивают следы на законченных экранах 11. Для удобства копирования записи контактной фотопечатью экраны выполнены из стеклянных пластин, которые расположены на подвижном столе 12, обеспечивающем нанесение координат центров качания маятников.

Прибор ИГИС-1М рассчитан на работу как в полевых, так и в стационарных условиях при температуре от  $-40^{\circ}\text{C}$  до  $+40^{\circ}\text{C}$ . Прибор пред-



Фиг. 2. Общий вид сферического маятника сейсмометра ИГИС-1М ( $T = 0,8-1,0$  сек).

назначен для регистрации сильных и разрушительных землетрясений от 3 до 9 баллов. В отличие от ИГИС-1 модернизированный маятниковый сейсмометр ИГИС-1М имеет ряд преимуществ:

а) имеется возможность отрегулирования периода свободных колебаний маятников и их декремента затухания в широких пределах;

б) увеличены веса инертных масс до  $1,8-2$  кг, что способствует повышению чувствительности сейсмомаятников;

в) основные характеристики модернизированного варианта прибора ИГИС-1М более близки к моделируемым характеристикам реальных сооружений при колебании, чем у приборов АИС и ИГИС-1;

г) физико-механические свойства кабельного полиэтилена значительно выше, чем полиэтилена высокого давления;

д) демпферный элемент совершенно не подвергается обработке;

е) увеличены диаметры демпферов и струнных подвесок маятников, что способствует повышению прочности и устойчивости сейсмомаятника;

ж) повышена степень поляризации и надежность горизонтально расположенных маятников, значительно упрощена их конструкция, демпферы, как и у сферических маятников, не подвергаются обработке;

з) изготовление, наладка и эксплуатация прибора значительно упрощены;

и) значительно снижается себестоимость прибора.

## 2. Некоторые технические данные прибора

Модернизированный маятниковый сейсмометр имеет десять вертикально расположенных сферических маятников для записи горизонтальных колебаний и четыре поляризованных горизонтально расположенных маятника для записи вертикальных колебаний.

Периоды свободных колебаний  $T$  и соответствующие им декременты  $\lambda$  приведены в таблице 2.

Допустимые отклонения от величин, приведенных в таблице 2, составляют от 1%  $\pm$  3%.

Таблица 2

$T$ сек в	Поляризованные маятники				Сферические маятники									
	0,05	0,1	0,15	0,2	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0
$\lambda$	0,5	0,48	0,46	0,43	0,5	0,48	0,46	0,43	0,4	0,38	0,36	0,34	0,32	0,3

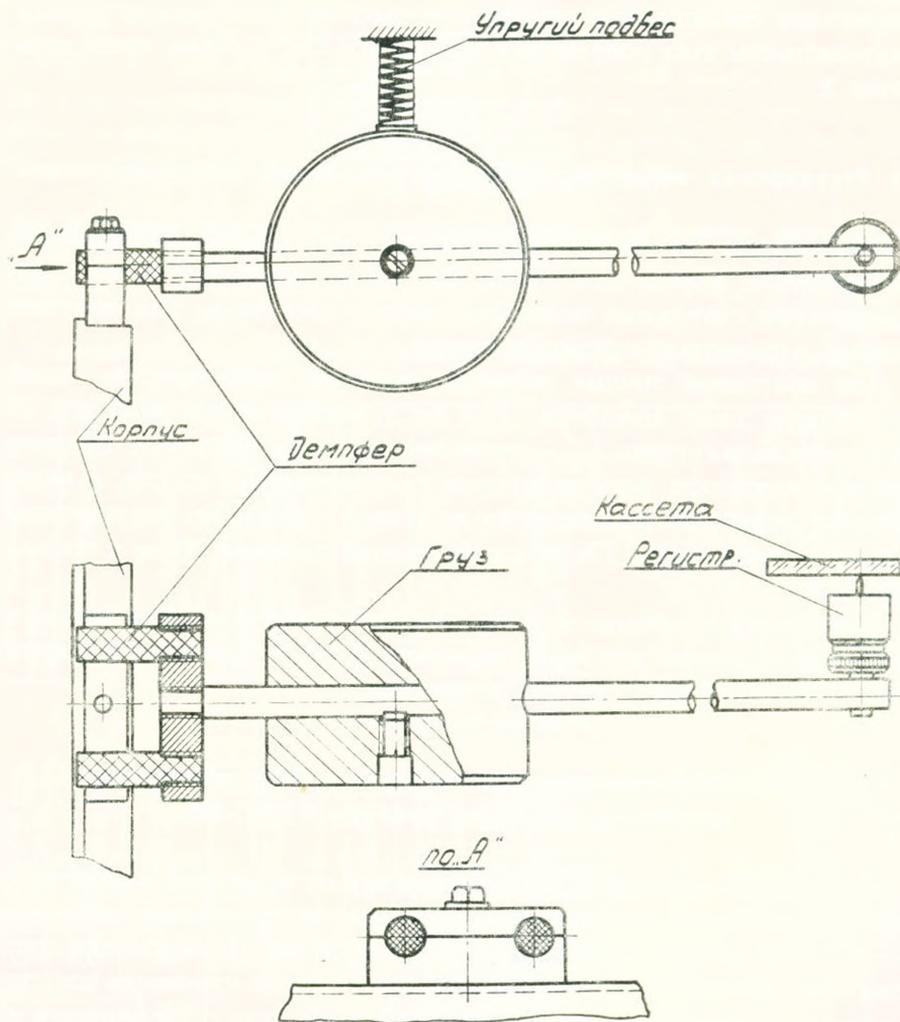
## 3. Устройство маятников

### а. Вертикально расположенные сферические маятники

На каркасе 2 и кронштейне 1 прибора (фиг. 1) подвешен через струнный подвес 6 стержень маятника 9. Он соединяется с демпфером 5 переходной муфтой 4. Инертная масса 7 с фиксирующей муфтой 8 крепится к стержню 9. Муфта 8 служит для фиксации инертной массы и при транспортировке прибора пропускает через регистрирующее устройство 10 инертную массу на арретир. Регистратор с корундовой иглой входит в контакт с кассетой 11, вставленной на передвижной стол прибора 12. Демпфер 5 проходит через регулирующие планки 3, две половинки которых при помощи третьей затягиваются и закрепляют демпфер к кронштейну 1. По необходимости, с их помощью можно изменить рабочую длину демпфера, т. е. отрегулировать как период свободных колебаний  $T$ , так и декремент  $\lambda$  маятников с точностью  $\pm$  (3  $\pm$  5) %. Разгрузка демпфера от собственного веса маятника происходит при помощи струнной подвески 6. Она проходит по оси демпфера и закрепляется к кронштейну 1. Длиннопериодные сферические маятники  $T=0,8$  и  $T=1,0$  сек модернизированы с целью упрощения конструкции, облегчения условий тарировки и эксплуатации. Они выполнены с одной инертной массой. Для снижения давления иглы на кассету регистрация проводится на средней части колебательной системы (фиг. 2).

### б. Горизонтально расположенные поляризованные маятники

На стержень маятника 7 закреплена планка 2 с двумя резьбовыми отверстиями, симметрично расположенными относительно оси стержня в горизонтальной плоскости (фиг. 3). В отверстия ввинчиваются 2 демпферных стержня 4. Вторые концы вставляются между прижимными план-



Фиг. 3. Общий вид поляризованного маятника сейсмометра ИГИС-1М ( $T=0,05 \div 0,2$  сек).

камн 5, которые являются регулируемыми и туго закрепляются. При необходимости можно изменить рабочие длины демпферов с целью отрегулировать  $T$  и  $\lambda$  маятника. Инертная масса 6 крепится к стержню 7 и поддерживается пружиной 1, закрепленной к центру тяжести системы.

#### 4. Определение основных параметров и результаты лабораторных испытаний прибора ИГИС-1М

Тарировка сейсмомаятников в приборе ИГИС-1М в основном сводится к регулировке периодов свободных колебаний  $T$  и их логарифмических декрементов затухания  $\lambda$ . Поскольку маятники в отдельности моделируют реальные здания и сооружения, следовательно, основные характеристики сейсмомаятников должны быть по возможности близки к характеристикам этих сооружений при колебании, которые приведены в таблице 2.

##### а) Регулировка периодов свободных колебаний сейсмомаятников

Проведенные эксперименты показали, что кабельный полиэтилен цилиндрической формы диаметром 12,5 мм и длиной 40÷45 мм с соответствующими струнными подвесами вполне достаточен для получения основных параметров сейсмомаятников.

Для получения точных величин основных характеристик, подбирают рабочую длину демпфера  $l_d$  и место расположения инертной массы на стержне маятника,  $l_{пр}$  — приведенная длина маятника. Величины смещения маятников регистрируются на законченном стекле, а период свободных колебаний определяется по записи с помощью индукционного датчика, гальванометра ГБ-IV с собственной частотой 80 гц и осциллографа И-700.

Изменяем величины  $l_d$  и  $l_{пр}$  любого сейсмомаятника можно получить любые точные желаемые величины  $T$  и  $\lambda$ , находящиеся в промежутках показаний двух сходных маятников.

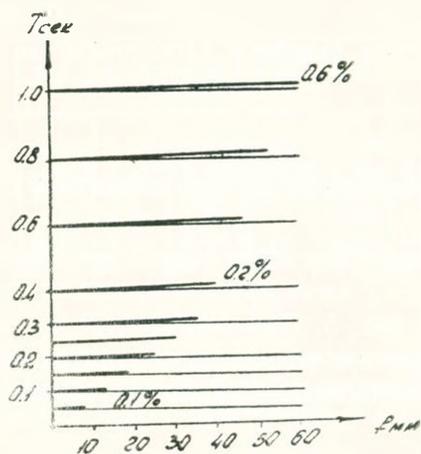
##### б) Исследование зависимости периода $T$ от амплитуды колебаний маятников прибора ИГИС-1М

Зависимость периода  $T$  сейсмомаятника от величины амплитуд его колебаний исследовалась для различных амплитуд, лежащих в диапазоне от 0,1 до 60 мм для маятников с  $T=0,05\div 1,0$  сек. На основании проведенных экспериментов пришли к заключению, что от изменения амплитуды колебаний период маятника изменяется, возрастая с увеличением амплитуд.

Характер этой зависимости для различных исходных периодов маятников показан на фиг. 4.

##### в) Определение степени успокоения сейсмомаятников

Для определения степени успокоения сейсмомаятников, использованы записи колебаний маятников во времени. Результаты проверки по-



Фиг. 4. График зависимости периода сейсмоятника от величин амплитуд его колебаний.

Таблица 3

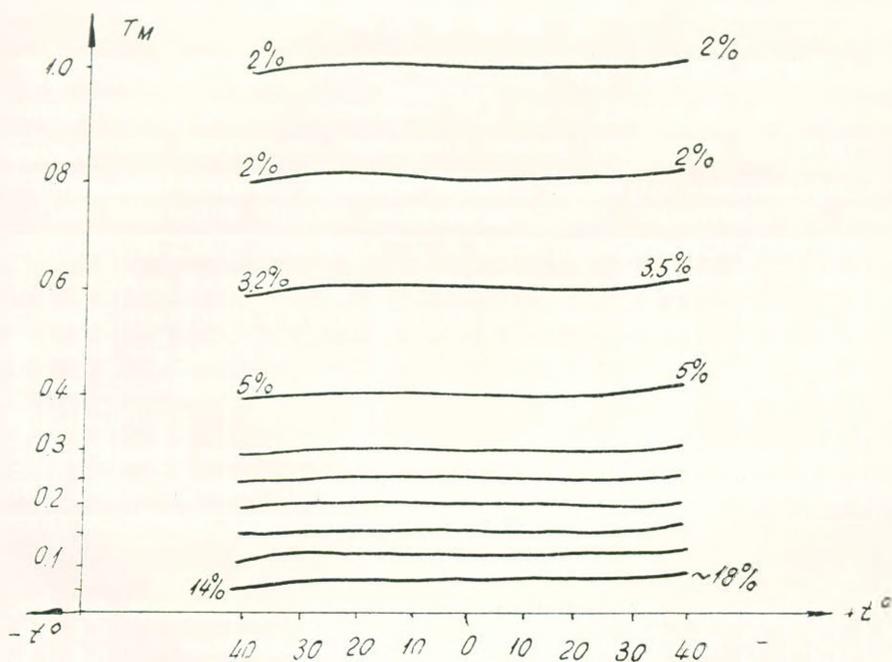
Экспериментально полученные основные параметры маятников сейсмометра НГИС-1М

Диаметр демпфера в мм и количество в штуках Фд	Диаметр подвеса в мм Ф <sub>под</sub>	Длина демпфера в мм l <sub>д</sub>	Расстояние от центра вращения до центра тяжести системы в мм l <sub>гр</sub>	Вес инертной массы в кг Q	Марка демпферного материала	Размеры пружинных подвесов в мм	Период свободных колебаний маятников в сек T	Логарифмический декремент λ
Сферические маятники								
1×12	1,0	25	330	2,3	РК-3 с оболочкой		1,0	0,3
1×12	1,0	28	280	2,3	РК-3 с оболочкой		0,8	0,32
1×9,5	1,6	14	242	1,8	РК-3 без оболочки		0,6	0,33
1×9,5	1,6	14	142	1,8	РК-3 без оболочки		0,4	0,35
1×9,5	1,6	13	76	1,8	РК-3 без оболочки		0,3	0,38
1×9,5	2,2	4	157	1,8	РК-3 без оболочки		0,25	0,4
1×12	3,0	14	142	1,8	РК-3 с оболочкой		0,2	0,42
1×12	3,0	11	85	1,8	РК-3 с оболочкой		0,15	0,45
1×12	3,0	8	42	1,8	РК-3 с оболочкой		0,1	0,47
1×12	1,0	5 осн. 24 доп.	36	1,0	РК-3 с оболочкой		0,05	0,5
Поляризованные маятники								
2×12	—	10	210	1,5	РК-3 с оболочкой	1×12 19-50	0,2	0,43
2×10	—	8	165	1,3	РК-100 с оболочкой	1×12 19-50	0,15	0,45
2×10	—	5	107	1,3	РК-100 с оболочкой	1×12× 19-50	0,1	0,47
2×12	2×2	4	48	1,3	РК-3 с оболочкой	1×12× 16-45	0,05	0,50

казали, что усложнение в полиэтиленовых демиферах, применяемых в сейсмомаятниках, почти линейное. Отклонение от прямолинейности составляет  $3 \pm 6\%$ .

### г) Влияние температуры на характеристики сейсмомаятников

Полученные результаты проведенных исследований в камере тепла и холода в течение 6–7 часов при температурах от  $-40^{\circ}\text{C}$  до  $+40^{\circ}\text{C}$  приведены на графике фиг. 5. При температурном режиме от  $-40^{\circ}\text{C}$  до  $+40^{\circ}\text{C}$  величины периодов колебаний маятников отклоняются на максимум  $\pm 10\%$ , а декременты затухающих соответствующих маятников —  $\pm 8\%$ .



Фиг. 5. График влияния температуры на характеристики сейсмомаятников.

### д) Определение чувствительности маятников прибора ИГИС-1М

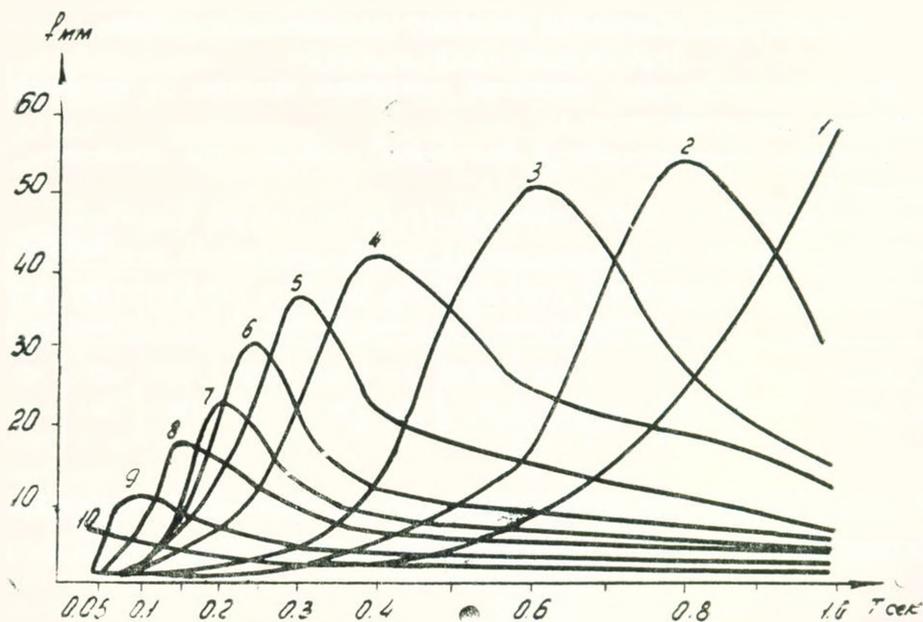
Чувствительности сейсмомаятников определены на тарировочной виброплатформе. Сначала проводится синхронизация частот виброплатформы с сейсмомаятниками по отдельности. Определяются величины предельных смещений виброплатформы. После запуска ее соответствующий маятник по частоте с платформой попадает в резонанс и отклоняется на определенную величину.

Одновременно регистрируются и остальные сейсмомаятники. По величине начального отклонения и периоду колебаний платформы вычисляется приведенное ускорение платформы, значения которых приведены в таблице 4.

Таблица 4

<i>T</i> в сек	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0
Апл. min	0,001	0,003	0,004	0,005	0,007	0,009	0,017	0,03	0,04	0,05
апл. min	0,016	0,012	0,007	0,005	0,0047	0,004	0,004	0,0034	0,003	0,002
<i>f</i> . min	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Апл. max	0,05	0,12	0,2	0,22	0,3	0,36	0,5	0,6	0,98	1,5
апл. max	0,8	0,5	0,36	0,22	0,19	0,15	0,12	0,06	0,06	0,06
<i>f</i> . max	6	12	18	24	30	36	42	48	54	60

В таблице 4—величины предельных смещений платформы в см; *a*—величины предельных ускорений платформы в см/сек<sup>2</sup>; *f*—величины предельных смещений маятников прибора, принятые в зависимости от силы землетрясения, в мм.



Фиг. 6. График резонансных кривых для сферических маятников.

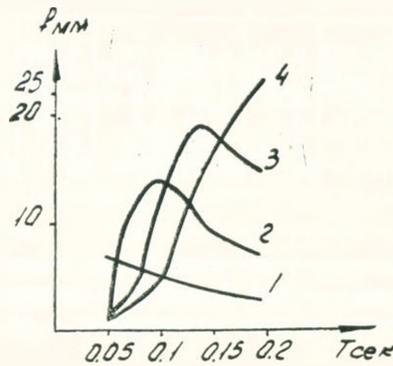
Регистрация величины смещений платформы произведена на осциллографической ленте. Рычажно-оптическая система с осциллографом Н-700 позволяет получить одновременно частоту колебаний платформы и величину смещения достаточно точно.

Контроль величины смещения платформы осуществляется индикатором часового типа с ценой деления 0,01 мм.

Максимальная погрешность системы регистрации составляет  $\pm 1,5\%$ .

Величина смещений маятников фиксирована регистраторами маятников на закопченном стекле.

По полученным результатам построены графики фиг. 6 для сферических маятников и фиг. 7 для поляризованных маятников.



Фиг. 7. График резонансных кривых для поляризованных маятников

Величины предельных смещений маятников прибора от ускорения платформы выражены через  $f$ .

Значения чувствительности маятников прибора  $f/a$  приведены в таблице 5.

Таблица 5

$T$ в сек	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0
$f_m/a_{\text{min}}$	0,7	1,7	4,5	10,25	11	18,5	23	27	35	40
$f_m/a_{\text{max}}$	0,73	2,4	6	11	15	20	32	80	90	90

Повторяемость показаний маятников при одинаковых ускорениях платформы не превышает 1% максимальных смещений.

### Выводы

1. Модернизированный многомаятниковый сейсмометр ИГИС-1М может быть рекомендован для регистрации сильных движений при сейсмических воздействиях.

2. Имеется возможность регулировать в широких диапазонах периоды колебаний и декременты затухания маятников.

3. Принятые в приборе характеристики близки к таковым для реальных зданий при колебаниях.

4. Упрощена конструкция маятников и прибора в целом.

5. Путем увеличения диаметра демпферов, струнных подвесок и веса инертных масс повышена чувствительность, надежность и срок службы прибора.

6. Значительно повышена стабильность действия прибора при температурных режимах  $\pm 40^\circ\text{C}$  в ждущем режиме.

7. Зависимость затухания маятников от частоты и величины амплитуд колебаний постоянная, отклонение не превышает  $3\frac{1}{2}-5\%$ .
8. Показания от одинаковых возбуждений идентичные.
9. Ликвидированы крутильные колебания в маятниках.
10. Упрощена паладка и тарировка маятников.
11. Значительно снижена трудоемкость изготовления прибора.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии  
АН Армянской ССР

Поступила 10.VI.1974.

Բ. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ա. Մ. ԿԱԶԱՐՈՎ, Ա. Ս. ՄՈՒՐԱԳՅԱՆ

**ՈՒՓԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐ ԳՐԱՆՅՈՂ ՄՈԳԵՐՆԱՅՎԱԾ ԻԳԻՍ-1 Մ  
ԲԱԶՄԱՃՈՃԱՆԱԿ ՍԵՅՍՄՈՄԵՏՐ**

**Ա մ փ ո փ ո լ մ**

Հոդվածում բերված են տեղեկություններ *ԻԳԻՍ-1 Մ* բազմաձևանակ սեյսմոմետրի վերաբերյալ: Տրվում են նոր գործիքի տեխնիկական սվյաչները, նրա կոնստրուկտիվ լուծումը, ղինամիկական բնութագրերը և լաբորատոր փորձարկումների ժամանակ ստացված արդյունքները:

**Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Кацнельсон М. Ц. и Беляев Г. А. Справочник. Пластические массы. «Химия», 1968.
2. Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

УДК 551.491

В. П. ВАЛЕСЯН, Б. П. МНАЦАКАНЯН, А. А. БАЛОЯН

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОДЗЕМНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ  
РЕЧНОГО СТОКА ГОРНЫХ РЕК АРМЯНСКОЙ ССР

Для решения сложной комплексной задачи изучения и оценки подземной составляющей речного стока вообще и для горных рек в частности, требуется глубокий анализ гидрологических и гидрогеологических данных. Существует и применяется целый ряд методов и многочисленных приемов для оценки подземной составляющей речного стока: гидрохимические, геофизические, гидрометрические, гидрогеологические, метод водного баланса и другие. Выделением подземной составляющей речного стока равнинных рек занимались многие исследователи: Б. Н. Куделин, О. В. Попов, Б. Л. Личков, Ф. И. Макаренко, Н. К. Зайцев, В. А. Сулин, Н. И. Толстихин, М. Н. Львович, Б. Д. Поляков и другие.

Расчленением гидрографа горных рек Арм. ССР занимался ряд исследователей. А. Н. Важнов [1], используя метод Ф. А. Макаренко, установил, что для р. Касах подземная составляющая получается в 1,5—2,5 раза больше, чем величина меженного стока. При этом было получено, что форма гидрографа подземной составляющей идентична распределению полного стока, лишь максимум подземного стока несколько сдвинут вправо. Аналогичный вывод получен также Ш. А. Шахбазян [9], использовавшей гидрохимический метод для бассейнов рек г. Арагац. В. П. Валесяном [2] был предложен метод определения подземной составляющей речного стока при помощи декадных минимальных расходов во время начала и конца половодья. С. М. Мусаелян [5] дал общую характеристику распределения подземной составляющей стока в реках. Как правило, все вышеупомянутые авторы в своих работах подчеркивают, что в горных реках подземная составляющая речного стока увеличивается во время половодья и паводков.

Отличия в формировании подземного стока равнинных и горных рек и наличие гидрометрических данных рек Армянской ССР позволяют нам поставленную задачу решить гидрометрическим методом при одновременном комплексном изучении процесса формирования подземного стока. Для региональной оценки подземной составляющей речного стока Армянской ССР, при условии использования огромного фактического материала многолетних наблюдений, целесообразным является применение генетического метода расчленения гидрографа.

В бассейнах рек Армянской ССР широкое распространение имеют сильно водопроницаемые вулканогенные породы, в горах большие участки заняты каменными осыпями. Благодаря этому создаются благоприятные условия для питания рек подземными водами. Значительная

часть подземных вод вскрывается эрозионными врезами и дренируется реками, а остальная часть идет на образование мощных межлаговых и подлаговых потоков подземных вод, разгрузка которых осуществляется как в долинах и руслах рек, так и на склонах гор в виде родников. В целом они составляют так называемый базисный сток, на котором основывается активная деятельность реки со всеми ее фазами и стадиями в течение полного года.

Объем базисного стока зависит от мощности водоносных горизонтов, дренируемых долиной и руслом реки, а также от гидрогеологических свойств водоносных пород. О величине базисного стока обычно судят по наименьшим летним (если сток реки не искажен забором воды на орошение) или по зимним расходам.

В отличие от глубоководного подземного питания речного стока, подземное питание в пределах зоны активного водообмена формируется путем водоотдачи из верхних водоносных слоев четвертичных отложений.

Для региональной оценки подземного питания рек большое применение имеет метод графического расчленения гидрографа общего стока реки на подземный и поверхностный сток. Основные трудности расчленения гидрографа заключаются в выделении величин подземного стока в период половодья и паводков. Сложность заключается в том, что динамика подземного стока в это время определяется не только режимом стока в водоносном пласте, но и зависит от местоположения разгрузки подземных вод. Гидрограф подземного стока горных рек до некоторой степени повторяет ход поверхностного стока.

Динамика подземного стока водоносных пластов определяется степенью гидравлической связи их с рекой. Для горных рек Армянской ССР при отсутствии широких пойм подземный сток гидравлически преимущественно не связан с рекой. Иначе говоря, имеем нисходящий тип режима подземного стока. В этом случае расчленение гидрографа рек производится с учетом динамики подземного стока в реку. Наиболее обоснованным из всех предложенных методов является метод Ф. А. Макаренко [4], который и был принят в основу настоящей работы. Сущность этого метода заключается в том, что в горных районах режим «опорных» родников в значительной степени отражает динамику подземного стока в реке.

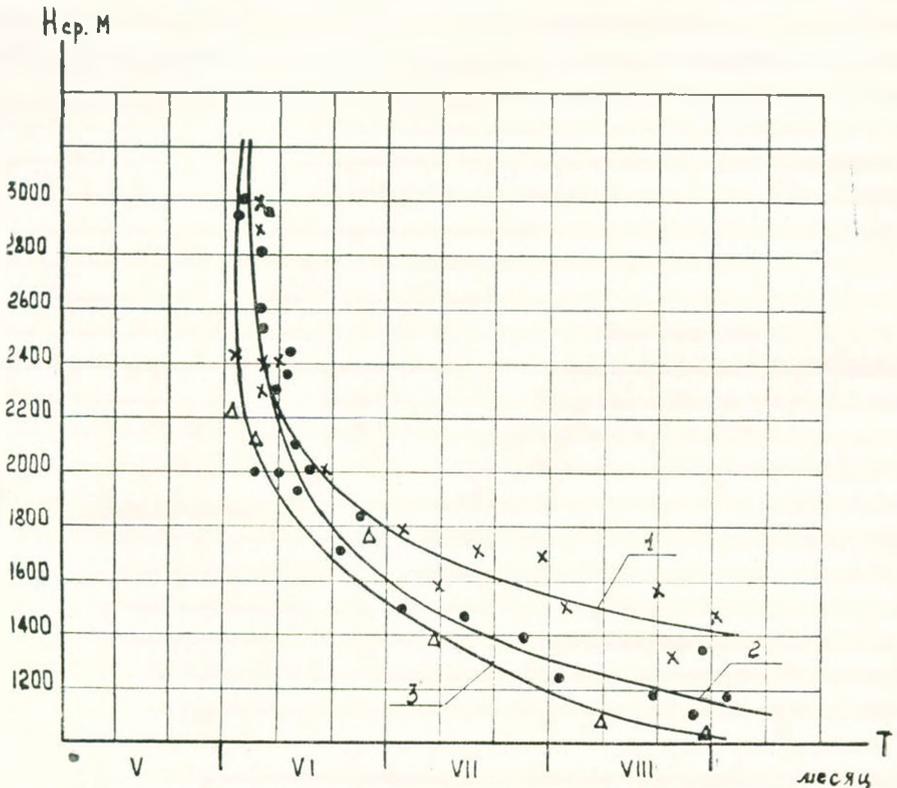
Использование результатов изучения подземных вод за период 1960–1970 гг. более 600 родников и 90 скважин на разных высотах и склонах речных бассейнов в пределах территории Армянской ССР дает возможность определять величину подземной составляющей стока рек Армянской ССР.

На основе анализа многолетних фактических материалов установлены закономерности режима подземных вод, который в годовом разрезе представлен четырьмя периодами колебания уровней или расходов подземных вод: повышение, максимум, понижение и минимум.

В весенний сезон в основном происходит накопление подземных вод, дебит родников постепенно увеличивается и достигает своего максимума

летом. Осенью дебит идет на понижение и доходит до минимума зимой. Время наступления периодов изменяется в зависимости от гипсометрической высоты, рельефа и динамики подземных вод.

Для определения величины подземной составляющей речного стока, даты наступления максимума и минимума дебита всех родников в пределах гипсометрических зон сгруппированы отдельно и определена их средняя дата. С помощью полученных дат построен график связи даты наступления максимума дебита родников с высотой местности (фиг. 1).

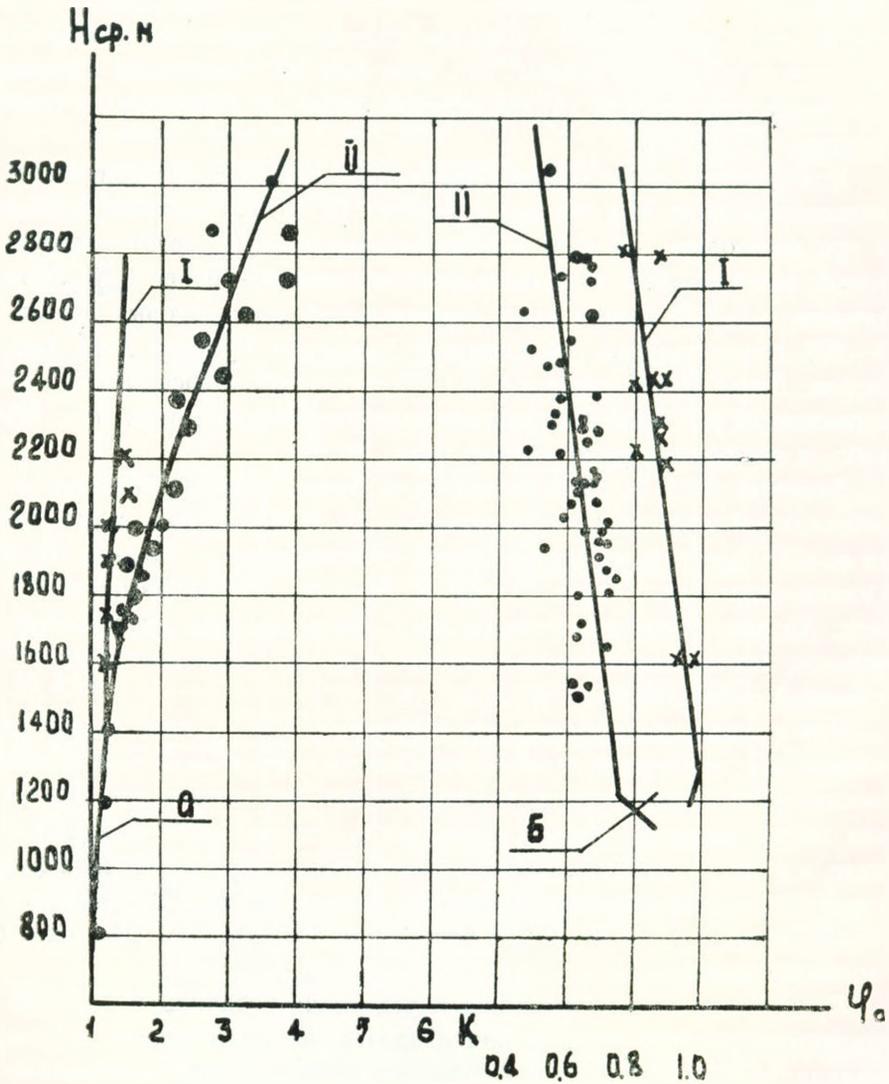


Фиг. 1. Дата наступления максимальных расходов изученных родников по высоте местности в различных бассейнах: 1. Бассейны рек Куры, Воротан, Мегри и Вохчи. 2. Реки Арагацского массива и бассейн оз. Севан. 3. Бассейн рек Раздан, Арпа, Азат и Веди.

Необходимо отметить, что в бассейнах рек изучены не все родники, а лишь характерные, имеющие данные режимных наблюдений. Дебит их составляет более 50% минимального речного стока. Используя график (фиг. 1), определяется дата максимума подземной составляющей речного стока. Для разных речных бассейнов даты наступления максимума родников различны. Причиной такого различия являются гидрогеологические условия, физико-географическая характеристика, лесистость бассейна и т. д. Как видно из фиг. 1, у родников, расположенных в бассейнах северных, северо-восточных и юго-восточных районов республики, дата наступления максимума дебита родников наблюдается

значительно позже, чем в остальных речных бассейнах; по-видимому, здесь большое влияние оказывает лесной покров, а также количество и характер выпадения атмосферных осадков.

Расчет соотношения величин максимального к минимальному дебитам родников (фиг. 2), находим, что с высотой местности они заметно изменяются.



Фиг. 2. а) Зависимость между максимальным и минимальным дебитом родников ( $K$ ) и средней высотой ( $H_{cp}$ ). I—для рек  $\psi_0 > 0,8$ , II— $\psi_0 < 0,8$ . б) Зависимость между коэффициентом естественной зарегулированности ( $\psi_0$ ) и высотой местности ( $H_{cp}$ ), I— $\psi_0 > 0,8$ , II— $\psi_0 < 0,8$ .

Так, до высоты 1800—1900 м увеличение происходит довольно медленно и это соотношение колеблется от 1,1 (на высотах 1100—1200 м)

до 1,5—1,6 (на высотах 1800—1900 м), начиная с 1800—1900 м оно резко увеличивается и на высотах 3000—3100 м достигает 3,0—3,5.

Заметим однако, что использовать только вышеупомянутые графики (фиг. 1, 2) при установлении подземной составляющей речного стока недостаточно. Необходимо учитывать геологические и гидрогеологические особенности речных бассейнов. Гидрогеологические характеристики по исследуемым бассейнам представлены в виде коэффициентов естественной зарегулированности речного стока. Коэффициент естественной зарегулированности стока представляет отношение между базисным стоком и среднегодовым. Его величина на территории Армянской ССР изменяется от 0,44 (р. Гехаркуникаждур—с. Сарухан) до 0,95 (р. Севджур—с. Зейва).

Коэффициент естественной зарегулированности с высотой местности уменьшается (фиг. 2Б), причем в работах [3, 8] его величина разделена на три категории:  $\varphi \leq 0,60$  слабозарегулированный, среднезарегулированный  $\varphi_0 = 0,60—0,75$  и сильнозарегулированный—более 0,75. Причем, значения  $\varphi_0 \geq 0,75$  имеют реки, минимальный сток которых составляет 50—75% годового стока (рр. Севджур, Гаварагет, Гукасян, Азат, Ахурян, Масрик, Джил, Карч-ахюр и т. д.). По характеру коэффициента зарегулированности рек выделены: сильно зарегулированные реки (фиг. 2б I), слабо- и среднезарегулированные (фиг. 2б II).

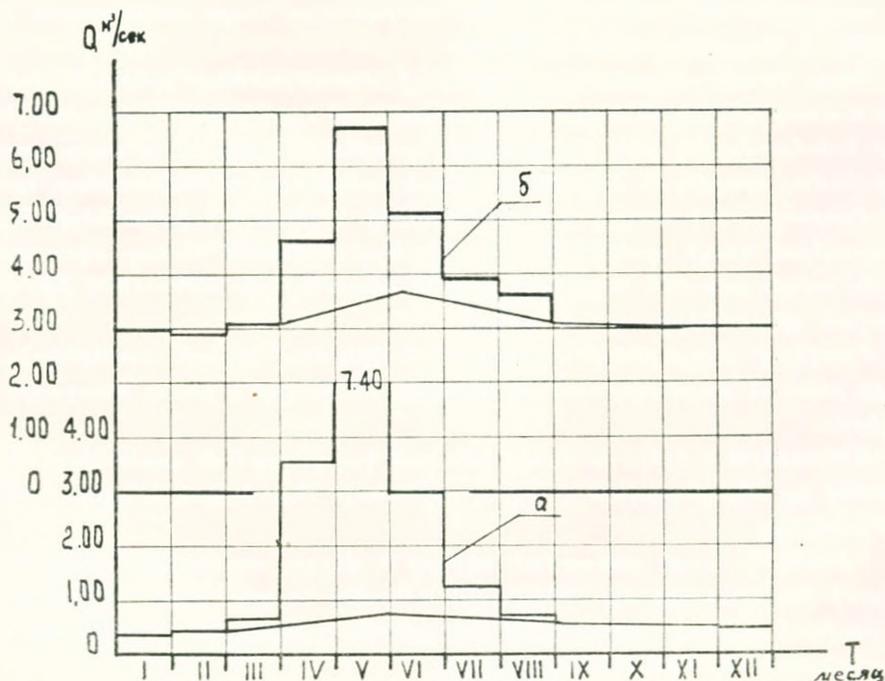
Значение  $0,6 > \varphi_0 < 0,75$  имеют реки Арпа, Воротан, Карадзи и др., минимальный сток этих рек составляет 30—50% годового стока. Значения  $\varphi_0 \leq 0,6$  имеют реки, минимальный сток которых составляет 10—30% годового стока (рр. Ташир, Марцигет, Арангет, Далар, Дзыкнагет, Варденис, Аргичи, Мегригет, Вохчи и др.). Проведенными исследованиями показано, что на сильнозарегулированных реках наблюдается изменение подземной составляющей от 1,1 до 1,4.

При анализе установлено, что существует тесная связь между коэффициентом естественной зарегулированности и подземной составляющей речного стока в процентах от годового стока. Эта зависимость представлена двумя линиями. Первая зависимость соответствует бассейну реки Аракс, а вторая—р. Куры. В обоих бассейнах по мере увеличения  $\varphi_0$  увеличивается и подземная составляющая, причем при  $\varphi_0 = 0,25—0,30$  в бассейне р. Аракс и  $\varphi_0 = 0,40—0,45$  в бассейне р. Куры подземный сток имеет сезонный характер.

Лучшей характеристикой при определении величины подземной составляющей речного стока является процентное соотношение подземной составляющей речного стока к годовому речному стоку. Распределение подземной составляющей речного стока имеет определенную вертикальную поясность, которая зависит как от климатических, так и от гидрогеологических характеристик.

В качестве примера определения подземной составляющей речного стока с помощью описанного метода рассчитана подземная составляющая р. Мармарик у села Анкаван. Средневзвешенная высота речного бассейна равна 2430 м. Река Мармарик является притоком р. Раздан,

поэтому при определении даты наступления максимального расхода на фиг. 1 используется линия 3, что соответствует 3 июня. Коэффициент естественной зарегулированности равен 0,6, это соответствует второй линии на фиг. 2А, откуда и определяем отношение максимального дебита родников к минимальному, которое равно 2,7. Имея минимальный декадный расход, равный  $0,30 \text{ м}^3/\text{сек}$ , и умножая его на коэффициент 2,7, получаем расход, равный  $0,80 \text{ м}^3/\text{сек}$ , что и является пиком наибольшего расхода подземной составляющей. Зная начало, конец и пик максимального подземного расхода, соединяем эти точки и планиметрируя нижеазположенную площадь на гидрографе, получаем общую величину подземной составляющей речного стока (фиг. 3а). Аналогично рассчитана величина подземной составляющей речного стока для р. Гаварагет—с. Норадуз, что и представлено на фиг. 3б.



Фиг. 3. Выделение подземной составляющей рек: а) р. Мармарик—с. Анкаван, б) р. Гаварагет—с. Норадуз

Из вышензложенного можно сделать следующие выводы: подземная составляющая речного стока на горных реках Армянской ССР во время половодья увеличивается, коэффициент динамичности колеблется от 1,1 (на высоте 1100—1200 м) до 3,5—4,0 (на высоте 3000—3200 м). Летние минимальные расходы в 1,1—1,6 раза всегда больше зимних, причем в зависимости от водности года эти соотношения различны.

Определение подземной составляющей по предлагаемому методу имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Предложенный нами метод позволяет рассчитать подземные составляю-

ице речного стока, не только для изученных, но и неизученных и слабоизученных больших и малых рек.

Ереванский политехнический институт

Поступила 11.IV.1974.

Վ. Պ. ՎԱԼԵՍՅԱՆ, Բ. Պ. ՄԵԱՅԱԿԱՆՅԱՆ, Հ. Ա. ԲԱԼՈՅԱՆ

### ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԳԵՏՆԵՐԻ ՀՈՍՔԻ ՍՏՈՐԳԵՏՆՅԱ ԲԱՂԱԿԵՐՉԻ ՈՐՈՇՄԱՆ ԱՆՔՈՒԳԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

#### Ա մ փ ո ս փ ո ս ւ մ

Հիդրոգրաֆիկ մասնատումն ըստ բաղադրիչների բնդհանրապես, իսկ լեռնային գետերի համար հատկապես բարդ խնդիր է:

Հայկական ՍՍՀ լեռնային գետերի ստորգետնյա հոսքի մասնատումը կատարվել է հիդրոմետրական մեթոդով:

Պետի հոսքի ստորգետնյա բաղադրիչի մեծությունների որոշման համար նախ և առաջ որոշվել են աղբյուրների մաքսիմում ելքի հանդես գալու ժամկետները և խմբավորվել ըստ բարձրությունների, որից հետո բոլոր գոտիների համար որոշվել են մաքսիմում ելքերի հանդես գալու ժամկետները, որոնցով հնարավոր է կառուցել այդ ժամկետների և գետերի ավազանների միջին բարձրության կապի գրաֆիկներ (նկ. 1): Այդ նպատակի համար օգտագործվել են ավելի քան 600 աղբյուրների և 90 դիտահոսքերի 1960—1970 թթ. կատարված դիտումների արդյունքները:

Օգտվելով աղբյուրների մաքսիմում և մինիմում ելքերի արժեքներից և հոսքի բնական կարգավորման գործակիցից, հնարավոր է լուծել առաջադրված խնդիրը:

Անհրաժեշտ է նշել, որ հոսքի բնական կարգավորման գործակիցը որոշ առումով իր մեջ բնդգրկում է տվյալ ավազանի հիդրոերկրաբանական հատկությունները:

Իմանալով հոսքի վարարման սկիզբը և վերջը, աղբյուրների ելքի մաքսիմումի հարաբերությունը մինիմումին և նրանց հանդես գալու ժամկետները, հնարավոր է դառնում որոշել հոսքի ստորգետնյա բաղադրիչի մեծությունը ամբողջ վարարման ժամանակամիջոցում:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Важнов А. Н. О подземном питании горных рек в период половодья и летней межени. Труды ЦНИИ, вып. 96, 1960.
2. Валесян В. П. Определение расчетных расходов поверхностного стока в расчетном створе. Сб. научн. тр. Ер. ПИ, т. 25, «Айастан», Ереван, 1970.
3. Вачесян В. К., Тамазян А. А. К вопросу об определении коэффициента внутригодового стока. Сб. работ Ереванской Гидрометеосерватории, вып. 3, «Айастан», Ереван, 1971.
4. Макаренко Ф. А. О подземном питании рек. Тр. лабор. гидрогеолог. проблем АН СССР, т. 1, 1948.
5. Мусаелян С. М. О выделении подземного стока на гидрографах горных рек (на примере Армянской ССР). Метеорология и гидрология, № 4, 1969.

6. Ресурсы поверхностных вод СССР, том 9, вып. 2, М., 1973.
7. Тер-Мартirosян А. А. Гидрогеология СССР, т. XI, Армянская ССР, «Недра», М., 1968.
8. Торгомян М. С. Характеристика водных ресурсов горных рек с точки зрения их энергетического использования. Известия АН Арм. ССР, сер. техн. наук, т. 8, № 2, Ереван, 1955.
9. Шахбазян Ш. А. Определение подземного стока рек Арагацского массива. Известия АН Арм. ССР, сер. техн. наук, т. 17, № 6, 1964.

УДК 551.4.91

Ж. М. КАРАПЕТЯН

О ПОКАЗАТЕЛЯХ ИЗМЕНЕНИИ РЕЛЬЕФА ПРИ  
СОСТАВЛЕНИИ КАРТ ЕГО ДИНАМИКИ

(На примере бассейна оз. Севан)

Известно, что картографические материалы, собранные в разное время (материалы повторных аэрофото, фототеодолитных и мензульно-нивелирных съемок и т. д.), дают возможность оценивать состояние явлений на ряде этапов их развития. Путем сопоставления этих же материалов можно устанавливать как качественные, так и количественные изменения исследуемых явлений. Однако, одной из сложных и актуальных теоретических проблем современной картографии является изображение соотношений пространственного и временного аспекта изучаемых и картографируемых явлений за периоды их исследования. Анализ картографических и литературных источников показывает, что продолжительность того или другого процесса и явления колеблется от нескольких до сотен и тысяч лет—в некоторых случаях также до десятков миллионов лет. Так, например, В. В. Докучаев [2] считает, что для многих геологических процессов нужны сотни и десятки тысяч лет; Ч. Дарвин принимал прирост почвенного слоя от 2,5 до 5,5 см за 10 лет; по В. В. Белоусову [1] продолжительность каждого геологического периода составляет около 40 млн. лет; по Н. С. Шатскому продолжительность фазы полного складкообразования составляет 20—25 млн. лет. В противоположность сказанному, периоды времени биологических видоизменений исчисляются от долей секунды до часа и нескольких годов (эволюция молекулярных соединений и т. д.). Как видно, приведенные границы времени не приемлемы для географических исследований, поскольку географо-геоморфологические процессы протекают не так медленно, как геологические и не так быстро как биологические. Однако, как справедливо отмечают Н. Н. Гусева и Ю. Г. Саушкин [5], верхние и нижние пределы «скоростей» географо-геоморфологических процессов совпадают с самыми быстрыми биологическими и самыми медленными геологическими. Такое перекрытие и совпадение рубежей не случайно, т. к. в сфере географо-геоморфологических исследований обобщаются элементы неживого (литосферы, гидросферы, атмосферы) и живого (биосферы) мира. Поэтому можно полагать, что географические исследования охватывают период от 1,5 до 2 мил. лет. Именно за этот период происходили сильнейшие изменения в географо-геоморфологических процессах.

Скорости изменений в соотношениях между различными процессами на земной поверхности особенно возросли в так называемый исторический период, который на современном этапе развития географической

науки датируется по-разному и колеблется от 10000 до 40000 и более лет. Однако, для географических исследований достаточно значительно меньше времени, чтобы на земной поверхности проследить существенные изменения хода всех господствующих географо-геоморфологических процессов и явлений.

Известно, что различные природные процессы, происходящие в географической среде, находятся в строгой зависимости между собой и протекают непрерывно, с разной скоростью. Скорости спонтанных природных процессов довольно долго считались очень медленными и поэтому принималось, что процессы происходят незаметно. Однако, исследования, проведенные в последние годы, показали, что скорости изменений ряда природных процессов являются довольно большими. Кроме того, скорости изменений природных процессов значительно возрастают вследствие человеческой деятельности.

Большую роль в установлении точных показателей ускорения природных процессов и их изменений в географической среде особенно под влиянием человеческой деятельности, как уже было сказано, играют картографические методы исследования. Однако, нужно отметить, что в настоящее время в вопросах изображения динамики природных явлений, в частности динамики рельефа, имеются лишь единичные попытки, а имеющиеся работы посвящены отдельным вопросам картируемых явлений. Из сказанного выше можно сделать вывод, что даже на протяжении одного столетия можно зафиксировать динамику и ритм многих существующих явлений и естественных процессов. Несомненно, динамика некоторых природных процессов зависит от субстрактных особенностей, ибо их динамику можно проследить и для периодов в 50 лет и меньше.

Ярким примером вышесказанного может служить, как уже было отмечено, искусственное понижение базиса эрозии в бассейне оз. Севан, которое за столь короткий период (около 35—40 лет) повлекло за собой коренное изменение хода геоморфологических процессов. Характерным здесь является то, что один и тот же фактор (понижение базиса эрозии) по-разному отражается на ходе природных процессов в разных физико-географических условиях и, естественно, вызывает весьма разные по характеру изменения рельефа.

Сложность развития современных процессов рельефообразования в бассейне заключается в том, что они происходят неравномерно. Поэтому выявление закономерностей развития этих процессов и прогнозирование их количественных и качественных изменений возможны лишь путем использования результатов систематических многолетних наблюдений, включая анализ морфометрических данных, геолого-литологических особенностей и истории развития рельефа определенных участков исследуемой территории. Кроме того, в совокупности комплекса природных процессов, накладывающих отпечаток на ход экзогенных процессов, не всегда и не во всех случаях удается разграничить взаимосвязь отдельных явлений и процессов. Так, например, некоторые природные явления относительно быстрее реагируют на изменение условий, т. е. на отдельных

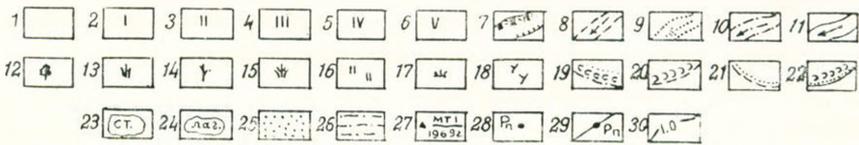
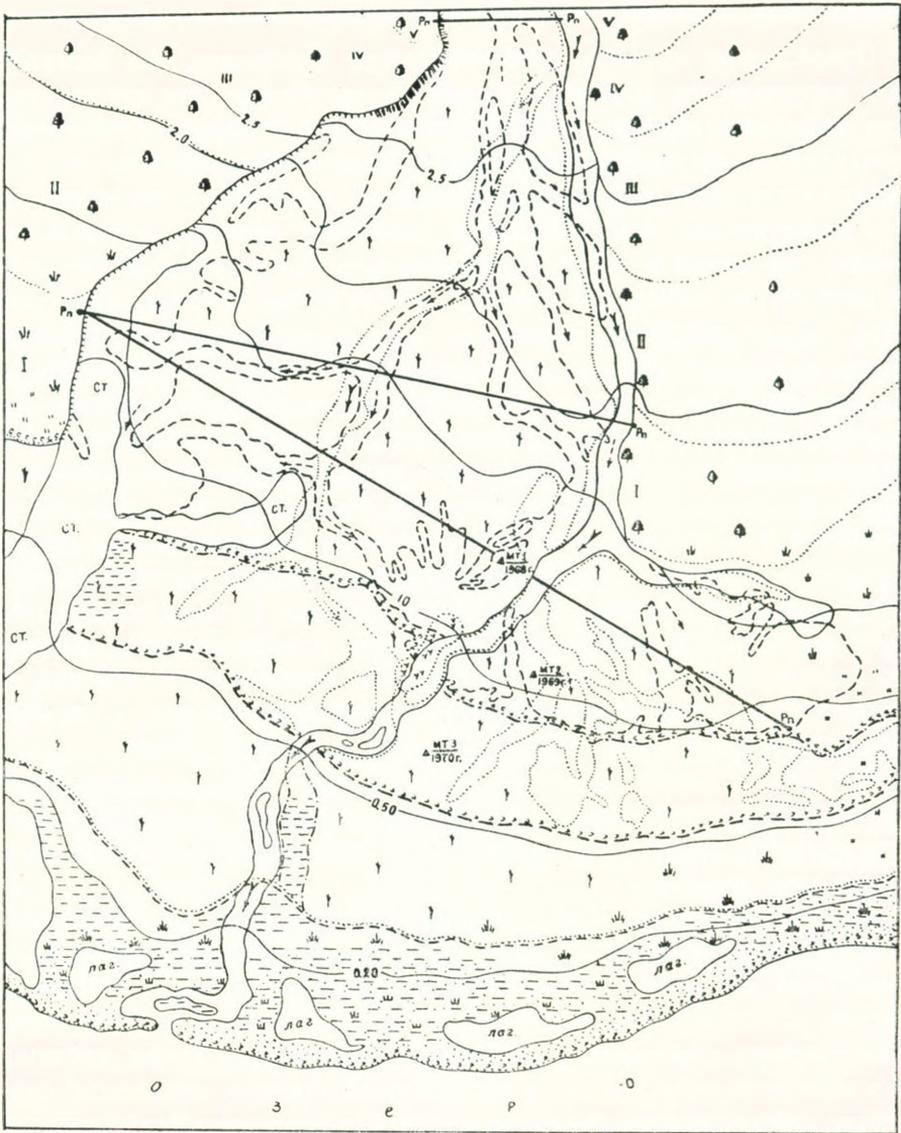
участках территории, в результате влияния более активного в данный момент фактора рельефообразования, наблюдается сезонное пересечение границ одних явлений другими.

Очевидно, для отображения динамики рельефа необходимы также разработка классификации природных процессов и выбор показателей с учетом временного аспекта.

Временный аспект при разработке классификации процессов является одним из ведущих факторов при составлении карт динамики рельефа и их специального содержания. Лишь совмещение на картах пространственных и временных представлений дает полную картину динамики рельефа во всей ее полноте и служит основой для прогнозирования развития данного явления. Принципиальное значение высказанного заключается в том, что на картах динамики рельефа объединяются пространственный и временной аспекты, раскрывая взаимную связь временных и пространственных изменений.

Кроме того, с целью обеспечения точности показателей, для составления карт динамики рельефа необходимо обратить особое внимание на анализ и оценку первичных картографических материалов с таким расчетом, чтобы они правильно характеризовали количественные и качественные изменения рельефа на разные даты и периоды исследования.

Результаты сопоставления повторных съемок и наблюдений в бассейне оз. Севан, в частности на побережье озера, показывают, что на некоторых его участках (на прибрежной полосе), при одинаковых прочих условиях, изменение одного из факторов рельефообразования, в данном случае—базиса эрозии, вызывает коренное изменение и в остальных компонентах природного комплекса. Это указывает на то, что полученные нами количественные и качественные характеристики изменения рельефа бассейна не во всех случаях можно коррелировать. Поэтому, как нам кажется, корреляция результатов повторных наблюдений возможна лишь на тех участках исследуемой территории, где наблюдается однородность в характере их развития. При использовании метода экстраполяции результатов наблюдений, необходимо обязательно учитывать характер тех изменений, по которым должны составляться карты динамики рельефа. Кроме того, результаты плановых съемок и наблюдений и их сопоставление, как показывает опыт, не всегда дают детальное представление о величинах изменений рельефа. Так, например, по данным повторных нивелировок, в нижнем течении р. Арпичи до спуска вод озера наблюдались процессы аккумуляции. Но за исследуемый период (с 1967 по 1971 гг.) врез реки по нивелирным створам 2—2 (на 1200 м, ниже моста шоссейной дороги Мартуни-Камо) составил от 0,10 до 1,10 м, по створу 5—5 (на 1370 м ниже предыдущего створа) соответственно 3—3,1 и 1,0 м, а по створу 4—4 глубинная эрозия вообще не наблюдалась. Аккумуляция же по этим створам составила около 0,5—1,5 и 2,1 м (за весь период исследования). Та же самая картина наблюдалась и по долинам рр. Бабаджан, Драхтик (Тохлуджа), Гаваргет и т. д.



Фиг. 1. Динамика дельты р. Аргичи (по материалам повторных мензульных съемок 1968—1971 гг.) Условные обозначения:

1) пойма реки, 2) первая озерная терраса, 3) вторая терраса, 4) третья терраса, 5) четвертая терраса, 6) пятая терраса, 7) надпойменные обрывы и уступы, 8) русло реки Аргичи в 1968 г., 9) то же в 1969 г., 10) то же в 1970 г., 11) то же в 1971 г., 12) молодые леса (смешанного состава), 13) высокотравье, 14) заросли ивы и тополя, 15) тростниковые заросли, 16) дуга, 17) лужайки в пойме, 18) заросли манника (водяного), 19) озерный береговой вал и урез озера в 1968 г., 20) то же в 1969 г., 21) то же в 1970 г., 22) то же в 1971 г., 23) старицы, 24) приозерные лагуны, 25) озерный пляжный песок (мелкозернистый), 26) суглинки с супесями, 27) мензульные опорные точки, 28) геоморфологические промерочные репера, 29) инвентарные наблюдательные створы, 30) горизонталы и отметки высот точек (условно относительные).

Приведенные примеры дают основание заключить, что исследования и картирование динамики рельефа и преобразования его интенсивности не совсем справедливо основываются только на количественных показателях инструментальных съемок. И поэтому в качестве исходных данных составления карт динамики рельефа необходимо применять также и качественные характеристики изменения рельефа, которые, естественно, находятся в тесной зависимости от количественных. Очевидно, при разработке легенды и способов изображения специального содержания карты динамики рельефа в качестве исходных данных целесообразно применить оба эти показателя изменений. Пример такого метода изображения динамики дан на фиг. 1 (на дельте р. Аргичи). Карты, составленные по указанному принципу, исключают широко распространенное мнение о том, что они дают лишь представления о характере явлений в статическом изображении без отражения динамики явлений во времени. Как нам представляется, основное содержание карт динамики рельефа должно относительно близко к действительности передать картину хода и интенсивности изменения рельефа. Отсюда ясно, что применяемые критерии показателей изменения при разработке специального содержания карты динамики должны отобразить изменения, интенсивность происходящих процессов рельефообразования, и, наконец, наблюдаемые тенденции развития рельефа в данный период.

Как видно, карты динамики рельефа могут быть аналитическими, комплексно-синтетическими и др. Выбор критериев показателей изменения рельефа, кроме приведенных выше параметров, зависит и от характера карт динамики.

Для аналитических карт динамики рельефа (фиг. 1), графическим способом отображающих развитие рельефа в течение нескольких последовательных дат (при условии составления ряда карт с легендами), в качестве исходных материалов могут быть применены и качественные характеристики изменений, т. е. видимые изменения рельефа, наблюдаемые в момент полевых съемок и исследований. Однако, комплексно-синтетические карты динамики рельефа, которые в пределах одной карты отображают динамику рельефа, могут быть составлены лишь путем всестороннего анализа материалов повторных съемок и наблюдений. В легенде подобных карт обобщаются наблюдаемые количественные и качественные изменения, построив при этом специальные схемы и системы изображаемых явлений в пределах одной карты. Кроме того, в специальное содержание таких карт необходимо включить активно видоизменяющиеся, вновь образующиеся, динамические и др. категории. Именно такие категории и определяют общую тенденцию развития рельефа, и могут служить основой для научно-обоснованного прогноза динамики определенных территорий.

Փ. Մ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

**ՌԵԼԻԵՖԻ ԳԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿ ԻՆՎԵՍՏԻՑԻԱՆ  
ՓՈՓՈխՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՑՈՒՑԱՆԻՇՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
(Սեանա լճի ավազանի օրինակով)

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Քարտեզագրության զարգացման ժամանակակից էտապի կարևորագույն սյուրբլեմներից մեկը կարելի է համարել ռելիեֆի դինամիկայի ուսումնասիրությունը և նրա փոփոխությունների բարտեզագրումը: Այն անհրաժեշտ է հատկապես լեռնային տարածքների համար, որտեղ փոփոխություններն առավել ինտենսիվ են: Սակայն ռելիեֆի փոփոխությունների ուսումնասիրման, ինչպես նաև նրանց բարտեզագրման մեթոդների հարցերը մինչև այժմ էլ լիարժեք լուսարանված չեն:

Հոգվածում ամփոփվում է Սեանա լճի ավազանի ռելիեֆի դինամիկան դնահատելու համար փոփոխությունների ցուցանիշների ընտրության և այդ ցուցանիշների հիման վրա ռելիեֆի զարգացումը բարտեզագրելու փորձի արդյունքները:

Փորձերը ցույց են տվել, որ ռելիեֆի դինամիկան բարտեզագրելու ժամանակ նպատակահարմար է որպես ցուցանիշ օգտագործել ինչպես որակական, այնպես էլ քանակական փոփոխությունները:

Որակական ցուցանիշների հիման վրա, գրաֆիկորեն պատկերելով տեղի ունեցող փոփոխությունները, կարելի է կազմել անալիտիկ, իսկ քանակական և ընդհանրացված տվյալների օգնությամբ՝ ռելիեֆի դինամիկայի սինթետիկ բարտեզները, որոնք ռելիեֆի զարգացումը կանխագուշակելու համար, մեր կարծիքով, համարվում են ավելի նպատակահարմար և անփոխարինելի:

**Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
2. Докучаев В. В. Избранные сочинения. т. III, Сельхозгиз, М., 1949.
3. Заруцкая И. П. Картографирование природных условий в СССР. Тр. МИИГАиК, вып. 31, 1959.
4. Марков К. А. Палеогеография. М., 1952.
5. Саушкин Ю. Г., Гусева И. Н. Отражение динамики явлений в комплексных географических атласах. В кн.: «Проблемы тематического картографирования». Иркутск, 1970.

УДК 551.89

Ю. В. СЯДЯН

## О ДРЕВНИХ НОРАХ *ARVICOLA TERRESTRIS* В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРА СЕВАН

При осмотре голоценовых отложений озера Севан, на обнаженной из-под воды территории побережья между сс. Лчашен и Норашен в стенках обнажений были обнаружены весьма любопытные круглые отверстия горизонтально расположенных трубок с средним диаметром 2,5 см.

Наиболее хорошо эти образования обнажаются в карьере строительного песка среди суглинистых слоев, расположенном в 500 м к СВ от с. Лчашен.

Обнаженность карьера достигает 5 м, однако видимая мощность разреза с указанными трубками составляет 2 м. Этот разрез представлен снизу вверх следующим образом:

1. Супесь плотная, темно-серая, влажная; местами имеются стяжения железа, редко встречаются окатанные обломки лав (до 5 см). Эти отложения кверху постепенно переходят в грубые, плотно сцементированные пески. Мощность слоя 50 см.

2. Грубые, плотно сцементированные пески с обломками хорошо окатанных галек (до 8 см). Мощность слоя 40 см.

3. Пески постепенно сменяются суглинками с редкой хорошо окатанной галькой. Отложения эти светло-серые и светло-розовые, плотные, пропитаны карбонатом.

Верхняя часть слоя суглинков мощностью 40 см сплошь представлена отверстиями горизонтально расположенных трубок, средним диаметром 2,5 см, иногда от 2 мм до 5 см. Мелкие трубки имеют различную ориентировку и соединены с трубками средних диаметров. Иногда на стыке трубок со средним диаметром имеются небольшие камеры в виде сплюснутого сверху шара в поперечнике от 8 до 20 см, в среднем 10 см. Стенки трубок имеют темно-серый цвет, гладкую полировку, напоминающую обожженную керамику. От стенки трубок вглубь цвет вмещающей породы меняется от темно-серого до светло-розового. Трубки в основном пустые, иногда на дне их имеется осадок, напоминающий осадок минеральных вод в трубопроводах (фиг. 1, 2, 3).

В нижней части слоя, мощностью 30 см, отверстия отсутствуют. Мощность слоя 70 см.

4. Ракушки моллюсков с песком и гравием, мощностью 40 см, перекрытые карбонатной коркой современной цементации.

Исследования показали, что трубки средних и крупных диаметров в верхней части третьего слоя представляют собой сложную систему под-



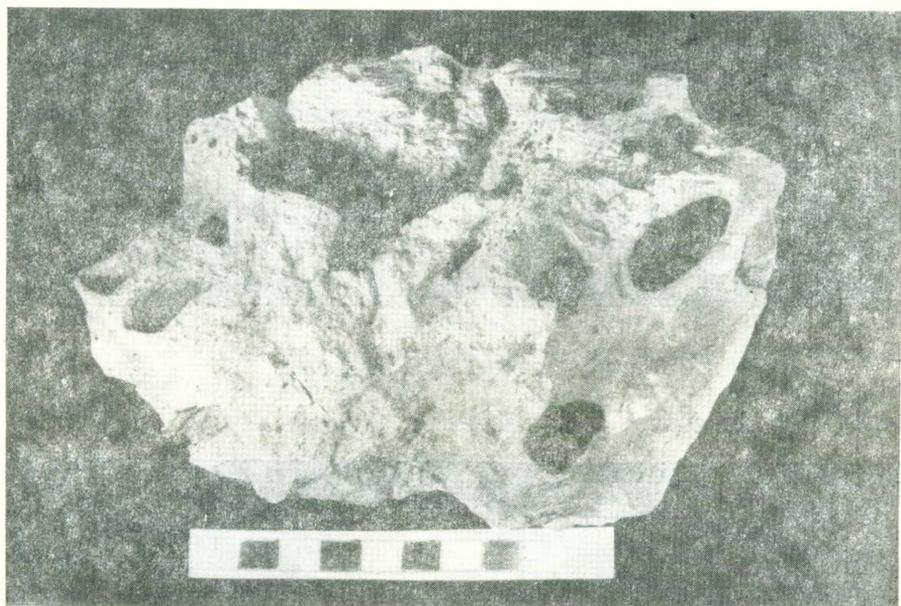
Фиг. 1. Норы водяной крысы.



Фиг. 2. Фрагменты труб.

земных ходов грызунов, а более мелкие отверстия являются ходами червей.

Ныне на обнаженной из-под воды территории побережья озера Севана, в умеренно-увлажненных болотных почвах хорошо поселилась водяная крыса (*Arvicola terrestris* L.) [1], норы которой очень напоминают обнаруженные трубки в стенах приведенного разреза. Для этого грызуна наиболее характерна связь с водоемом. По берегам последних, там, где возможно, зверьки роют «береговые» норы. Если берег позволяет, то грызуны стараются делать выход как можно ближе к воде или даже под водой. Эти интересные животные приспособлены к плаванию в воде, нырянию и беганию по дну неглубоких водоемов.



Фиг. 3. Фрагмент вмещающей породы с трубками.

Время существования древних нор, которое фиксирует перерыв в осадконакоплении на данном побережье, можно определить по детально изученным другим синхронным разрезам озерных отложений Севана.

Описанный выше четвертый слой ракушечника—маркирующий, в районе сс. Лчашен и Норашен датирован радиоуглеродным методом  $2020 \pm 120$  лет (МГУ—49) [2]. Он трансгрессивно налегает на культурные слои, в районе с. Норашен датированные археологом Э. В. Ханзатян III тыс.—II половиной II тыс. до н. э. (устное сообщение). Следовательно, после накопления третьего слоя в полосе данного побережья Севана был значительный перерыв, по крайней мере, около 500—600 лет.

Таким образом, описанные норы грызуны строили в непосредственной близости от уреза воды, который за указанное время опустился ниже современного (до искусственного спуска), по крайней мере на

13 м. Понижение уровня вод Севана было связано с уменьшением общей увлажненности данной области в первой половине суббореала — атлантике [2]. Вероятно, вулканические процессы на Гегамском нагорье еще не затихли и горячие газы проникли в эти норы и обожгли их.

Институт геологических наук  
Академии наук Армянской ССР

Поступила 11.V.1973.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Даль С. К.* Животный мир Армянской ССР, т. 1. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1954.
2. *Саядян Ю. В., Алевинская З. В.* Первая радиоуглеродная датировка и условия захоронения лясненских археологических памятников. ДМН Арм. ССР, т. IV, № 1, 1972.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.24.065

С. О. АЧИКГЕЗЯН

ОБ ОКОЛОЖИЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ РУДОВМЕЩАЮЩИХ  
КВАРЦЕВЫХ АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВ НА ШАУМЯНСКОМ  
ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Изучение гидротермальных изменений, сопряженных с формированием полиметаллических с золотом и серебром руд Шаумянского месторождения, проведено по жилам № 11 (штольня № 1, горизонт 780 м) и № 3, (штольня № 2, горизонт 820 м). Эти жилы имеют близширотное простирание с падением на юг и, реже, на север под крутыми углами ( $70-85^\circ$ ), при мощности 0,3—2,0 м и протяженностью до 450 м.

При изучении собственно околожильных изменений выбор пал на жилы №№ 11 и 3 потому, что они залегают среди вмещающих пород, в различной степени проилитизированных. Следовательно, на этих примерах можно будет установить наличие (или отсутствие) какой-либо зависимости между характером собственно околожильных изменений и типом проилитизации вмещающих пород вдали от рудных тел.

Отбор образцов производился по разрезам вкрест простирания жилы через каждые 0,00—0,25—0,50—0,75—1,00—1,50—3,00—6,00 (7,00) метров по мере удаления от зальбандов со стороны как висячего, так и лежащего боков жил.

Наиболее детально исследованы окolorудные породы жилы № 11 (по двум разрезам в западном жильном штреке и по одному—в восточном). Отметим, что данная жила залегают среди проилитов хлорит-карбонатовой и, местами, хлорит-серпичитовой с альбитом фаций, которые развиты на расстояниях 3—7 м и далее от зальбандов жилы. Хлорит-карбонатные метасоматиты характеризуются ассоциацией равновесных минералов альбит+кварц+хлорит+серпичит+кальцит, а хлорит-серпичитовые—теми же минералами, за исключением кальцита, развитого спорадически.

По мере приближения к жиле во всех разрезах наблюдается постепенное увеличение количества серпичита. В интервале 0,00—0,25 м со стороны висячего бока жилы порода почти целиком сложена серпичитом и кварцем с незначительной примесью хлорита и карбоната, в лежащем же боку интенсивность серпичитизации уменьшается, а количество хлорита возрастает. Хлоритизация по мере удаления от зальбандов усиливается и на расстояниях 0,75—1,50 м уже преобладает над серпичитизацией; в этом же направлении повышаются количества карбоната и альбита. Последний очень редок в призальбандовых частях жилы (0,00—0,25 м) и то появляется лишь со стороны лежащего бока.

Изучение околорудных изменений жилы № 3 (по двум разрезам), залегающей среди почти безальбитовых кварцево-серицитовых и хлорит-серицитовых с редким карбонатом метасоматитах, указывает на развитие кварцево-серицитовой оторочки уже до расстояний 0,75 м от зальбанда, то-есть эта оторочка в данном случае почти в три раза мощнее, чем у жилы № 11 (где вмещающие породы были представлены хлорит-карбонатными метасоматитами), в то время как жила № 11 в среднем почти в два раза мощнее жилы № 3. В этом интервале (0,00—0,75 м) совершенно нет альбита, а редкий хлорит представлен бесцветной, вероятно, магнезиальной разновидностью. По мере удаления от жилы, на расстояниях 1,50—3,00 м от зальбанда, интенсивность серицитизации несколько уменьшается за счет увеличения количества хлорита, а в интервале 3—6 м и далее их количества становятся примерно равными, появляется слабая карбонатизация и, реже, альбитизация. Отметим, что хлорит из более удаленных от зальбандов жилы участков уже имеет слабо-зеленоватый цвет, вероятно, за счет увеличения его железистости.

Следует подчеркнуть, что качественный минеральный состав как околожилльных, так и удаленных (дальше 6—7 м) от зальбандов жил метасоматитов, идентичен. Во всех изученных разрезах мы имеем дело с одинаковыми альбитами (№№ 7—12), хлоритами (ряд грохаунт-прохлорита,  $Nm=1,594—1,621$ ), серицитами (по данным Р. Г. Мхитаряна, околорудные серициты и серициты из удаленных от рудных тел участков принадлежат к одной и той же сравнительно высокотемпературной полиморфной разновидности  $2M_1$ ) и калышитами.

Интересно отметить частое развитие анкерита, реже, ярозита и ангидрита в околожилльных метасоматитах, появляющихся в виде маломощных (до нескольких миллиметров), разноориентированных прожилков, пересекающих все вышеотмеченные минеральные новообразования. Иногда в прожилках, сложенных карбонатом, кварцем и сульфидами, наблюдаются небольшие скопления флюорита и минерала группы апатита, ближе не определенного. Отметим также, что эти второстепенные минералы нередко развиваются и в метасоматитах, удаленных от рудных тел.

Вышеприведенный фактический материал позволяет констатировать следующее.

1. Интенсивность и мощность собственно околожилльных изменений зависят не столько от мощности жил, сколько от интенсивности и характера преобразований рудовмещающих пород. При всех прочих равных условиях развитие метасоматических процессов в всячем боку жил проявлено несколько интенсивнее, нежели в лежащем боку.

2. Вышесказанное, а также факт качественной идентичности минерального состава метасоматитов как непосредственно около жил, так и в межжилльном пространстве, позволяют говорить об околорудном генезисе описанных изменений, площадной характер которых обусловлен суммарным эффектом околотрецинных изменений в целом.

Просачивание метаморфизирующих гидротерм одновременно происходило как по всей массе вмещающих пород (площадное развитие изменений), так и по наиболее проницаемым участкам пород (околожилые, околотрещинные изменения); в первом случае мы наблюдаем редкую вкрапленность сульфидов, а во втором — жилые образования. Определенные различия в количественном составе минеральных парагенезисов, развитых на различных расстояниях от жил, объясняется разной интенсивностью метасоматического минералообразования (и рудообразования), зависящей от тектонической подготовленности вмещающих пород и характера просачивания растворов.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 26.III.1974

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.555

О. А. АЗЕРНИКОВА

## ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ВНУТРЕННИЕ СЕЙСМИ ОЗЕРА СЕВАН

Свободные колебания водной массы являются обычным состоянием любого водоема. Эти колебания в виде стоячих волн, называемых сейшми, возникают в тех случаях, когда кратковременное действие какой-либо силы выведет массу водоема из состояния покоя. Сейшевые колебания всей водной массы легко обнаруживаются по колебаниям уровня воды. Поэтому их называют также поверхностными сейшми, в отличие от внутренних сейш, когда колеблются два или три слоя воды относительно друг друга.

Поверхностные сейшми наблюдаются практически во всех водоемах, независимо от их размеров. Причины, вызывающие их, могут быть самыми разнообразными. Так, ветровой нагон и последующее прекращение ветра могут вызвать свободные колебания всей водной массы, которые при отсутствии других факторов затухают лишь под влиянием сил трения. Сейшми могут быть вызваны также шквалом или порывом ветра, или воздушной волной. Расчеты показали, что даже энергии десятиминутного дождя, выпавшего в одном конце озера, достаточно для образования сейшми. Короче говоря, для образования поверхностных сейш достаточно столь небольшая энергия, что ее запасы наличествуют в природе повсеместно.

Сейшми характеризуются периодом, высотой и количеством узлов. За период принимается время, в течение которого масса воды совершает полное колебание, а высота определяется разницей между наивысшей и наименьшей отметкой уровня при прохождении сейшми.

Условия для образования сейш на Севане весьма благоприятны: сильные и резко меняющиеся ветры, грозы, шквалы, сопровождающиеся ливнями, представляют здесь обычные явления. Поверхностные сейшми на Севане впервые были отмечены Нешелем в 1852 г. [4], который, наблюдая за уровнем озера в течение нескольких дней, отметил колебания порядка 1—2 часа и 10—40 мин (хотя дать научное объяснение этому явлению он тогда не смог). обстоятельное изучение сейш стало возможным лишь в 30-х годах, когда Севанским гидрометбюро были установлены самописцы уровня в нескольких пунктах. По материалам этих наблюдений Б. Д. Зайков [2] установил, что на Севане преобладают сейшми с периодом 125, 57, 30—38 и 20 мин.

Л. К. Давыдов [1], по данным наблюдений у Севанского п-ва, в 1955—1956 гг. определил периоды сейш, равные 142, 40 и 10 мин. Уве-

личение периода наиболее длинной—одноузловой—сейши Л. К. Давыдов справедливо объяснил уменьшением глубины озера.

Продолжающиеся изменения в морфометрии озера и в дальнейшие годы должно было сказаться на параметрах сейш. Поэтому изучение поверхностных сейш Севана нельзя считать законченным, тем более, что пока далеко не все стороны этого явления изучены. Что касается внутренних сейш (о которых речь пойдет ниже), то они до сего времени не исследовались совсем.

Поверхностные сейши Севана изучались автором по записям лимниграфа «Валдай», установленного в северной части озера, у Севалиского п-ва (в других районах озера подобные наблюдения в последние годы не производятся), по данным за 1970—1971 гг, то есть за 720 суток непрерывной регистрации уровня. Сейшевые колебания за этот период были отмечены в подавляющем большинстве случаев.

Повторяемость и продолжительность сейш на Севане различна. Чаще всего одна серия колебаний постепенно затухает в течение суток. Во многих случаях, едва успеет затухнуть одна серия сейш, как начинается другая, так что колебания уровня могут наблюдаться в течение четырех суток непрерывно. Значительно реже отдельные серии разделяются несколькими днями.

В настоящее время в северной части Севана наиболее часто возникает продольная одноузловая сейша с периодом 164 мин. Период весьма стабилен и отклонения за его пределы, как правило, не превышают 4 мин. Этот вид сейш можно наблюдать в относительно чистом виде, как например, на лимниграмме 8 октября 1970 г. (фиг. 1а). Но чаще всего на их фоне хорошо видны более короткие колебания с периодом  $43 \pm 2$  мин, предположительно относящиеся к поперечной сейше (фиг. 1б). Иногда эти сейши наблюдаются и самостоятельно (фиг. 1в). Часто отмечаются и совсем короткие колебания, очевидно, местного происхождения, с периодом 12 мин.

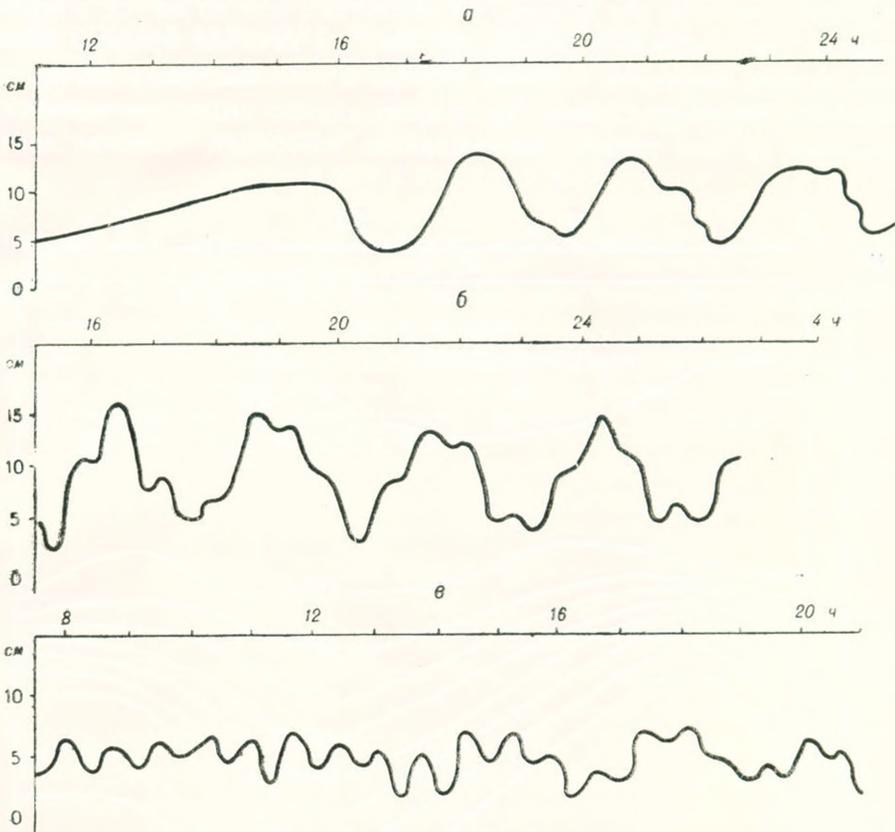
Высота сейш на Севане в большинстве случаев не превышает 4 см. Однако, несколько раз в год высота одноузловой сейши достигает 15—20 см. Высота более коротких сейш обычно не превышает 2 см, лишь иногда увеличиваясь до 5 см.

Сравнивая данные о сейшах в последние годы с теми, которые наблюдались раньше, можно обнаружить, что увеличение периода сейш продолжается. Объясняется это, очевидно, дальнейшим уменьшением глубины озера, как следует, например, из формулы Мерриана [4], связывающей период сейш с размерами водоема

$$\tau = \frac{2l}{\sqrt{gh}},$$

где  $\tau$ —период сейши,  $l$ —длина водоема,  $h$ —средняя глубина,  $g$ —ускорение силы тяжести.

Если провести анализ данных о периоде одноузловой сейши, полученных в 1926—1930 гг, 1955—1956 гг. и 1970—1971 гг, при различных уров-



Фиг. 1. Сейши озера Севан по записям самописца уровня воды у Севанского п-ва.  
 а) 8/X 1970 г. б) 14—15/V 1970 г. в) 19/III 1970 г.

нях озера, то можно убедиться, что период линейно связан с отметками уровня

$$\tau_1 = 2,22 (1916 - H) + 125,$$

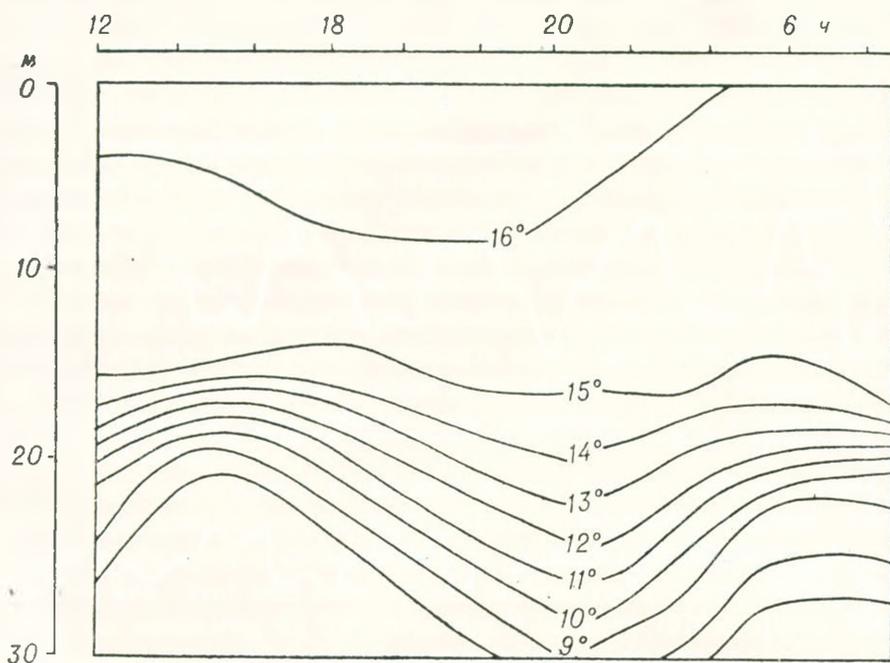
где  $\tau_1$ —период одноузловой сейши в мин.  $H$ —уровень воды в абс. отм. Балтийской системы.

В случае стратифицированного водоема, на границе холодных и теплых вод, обладающих разной плотностью, нередко возникают колебательные движения, называемые внутренними волнами, или внутренними сейсами. Обнаруживают эти волны обычно по колебаниям температуры воды, вследствие чего их называют еще и температурными сейсами. Причиной образования внутренних волн может быть, в частности, действие ветра на водную поверхность, когда волновые движения достигают слоя скачка плотности.

Размеры внутренних волн значительно превосходят элементы поверхностной сейши. Однако, колебания при этом происходят на некоторой глубине, почти не отражаясь на изменениях уровня воды.

Внутренние сейши на Севане можно обнаружить почти в любой серии суточных наблюдений за температурой воды в теплое полугодие.

Наиболее отчетливо это явление наблюдается с мая по август, в период развития температурного скачка. На фиг. 2 в качестве примера приводится график изменения глубины изотерм в течение суток у восточного побережья Большого Севана. На графике хорошо видно, что термоклин совершает за этот период волнообразные колебания, особенно значи-



Фиг. 2. Ход изотерм на вертикали № 8, 28—29/VI 1972 г.

тельные на его нижней границе. Так, изотерма 10° за 15 часов перемещается с глубины 18 м на 27 м. В связи с этим температура воды на горизонте 20 м в течение суток сперва изменяется с 8 до 14°, а затем до 10°. Периодический характер изменения температуры свидетельствует о наличии волновых процессов в водной массе озера (очевидно, что это явление не связано с суточным ходом температуры, так как последний наблюдается только в верхних горизонтах и имеет значительно меньшую амплитуду, достигающую лишь иногда 2—3°).

Многолетние материалы суточных наблюдений за температурой воды показали, что на Большом Севане период внутренних волн чаще всего составляет около 12 часов, а их высота равна 7—8 м (хотя в отдельных случаях наблюдаются колебания и до 16 м). В Малом Севане период волн, как правило, 6—8 часов, а высота колеблется от 5 до 17 м.

Гидрологическое значение как поверхностных, так и внутренних сейш чрезвычайно велико, ибо они перемещают огромные массы воды на большие расстояния и способствуют перемешиванию водных масс водоема. Сведения о сейшах необходимы и для более правильной оценки наблюдений за уровнем, температурой воды, течениями, химическим составом и распределением организмов, поскольку следует иметь в виду возмож-

ность их существенных отклонений и искажений, в связи с описанными колебательными явлениями, постоянно происходящими в озере.

Институт водных проблем  
и гидротехники

Поступила 24.V.1974.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Арсеньева Н. М., Давыдов Л. К., Дубровина Л. Н., Конкина Н. Г. Сейшмы на озерах СССР. Изд-во Ленинградского ун-та, 1963.
2. Зайков Б. Д. Гидрологический очерк бассейна озера Севан. Матер. по исслед. оз. Севан и его бассейна, ч. I, вып. 3. Л., 1963.
3. Merian J. K. Über die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefässen, Basel, 1928
4. Nöschel A. Bemerkungen über den Goktscha-see am Kaukasus, in geognostischer, hydrographischer und meteorologischer Beziehung. Verhandlungen der Russ. K. Min. Ges. zu st, Petersburg, 1854.

## РЕЦЕНЗИЯ НА «ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ»<sup>1</sup>

Главный редактор академик АН Арм. ССР К. Н. ПАФФЕНГОЛЫЦ

Издание этой поистине крупнейшей фундаментальной работы является весьма большим событием в геологическом мире нашей страны.

Не недооценивая значения ранее изданных геологических словарей, следует подчеркнуть, что в процессе геологических исследований каждому из нас не раз приходилось с большой досадой закрывать словарь, не найдя в нем много терминов и понятий. При этом немало времени терялось на поиски необходимых терминов в различных справочниках и энциклопедиях. В значительной мере подобные поиски не давали ожидаемых результатов.

Издание в 1973 г. рецензируемого Геологического словаря спасло положение. В нем охвачены термины и понятия по всем, без исключения, направлениям современной геологической науки и, что также весьма ценно, понятиям и терминам, стыкующимися с геологией направлений математики, физики, химии и т. д.

Колоссальный труд, вложенный большим коллективом авторов и редакторов в создании «Геологического словаря» 1973 года, принес замечательные плоды, которыми сейчас пользуются геологи весьма различных профилей — как научных учреждений и ВУЗ-ов, так и производственно-геологических организаций.

Наилучшей благодарностью к создателям словаря является то, что открывая ее и находя в подавляющем большинстве случаев обстоятельное изложение того или иного термина, геолог остается вполне удовлетворенным.

Не так легко найти недостатки в Геологическом словаре. Чувствуется, что своей высокой компетентностью, эрудицией и предусмотрительностью создатели словаря заблаговременно закрыли все «лазейки», через которые рецензенты могли бы найти недостатки.

Тем не менее, на мой взгляд, можно было бы отметить следующие отдельные недочеты: 1) в словаре следовало бы привести хотя бы вкратце названия свит, несмотря на то, что издан новый Стратиграфический словарь; 2) в отдельных случаях чувствуется некоторая несоразмерность в обстоятельном изложении тех или иных терминов и понятий. В одних случаях даются они сравнительно подробно, в других — несколько схематично.

Эти недочеты, разумеется, абсолютно не умаляют огромного научного и прикладного значения словаря и, вероятно, следовало бы учесть при издании в будущем нового геологического словаря.

<sup>1</sup> В 2-х томах, Издательство «Недра», 1973 г. Объем 99,12 усл. печ. листов.

Следует также отметить, что, несмотря на массовый тираж (50000), многим геологам (по крайней мере в Армении) не посчастливилось приобрести в магазинах «Геологический словарь». По-видимому, в этом не столько повинны книготоргующие организации, а то, что словарь быстро разошелся. Возможно, что в ближайшем будущем будет стоять вопрос о переиздании словаря.

Рецензируемый «Геологический словарь» является подлинной настольной книгой каждого геолога, и ее издание делает честь нашей отечественной геологической науке.

Г. П. Багдасарян

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

Г. О. ШИДЖЯН, К. А. КАРАМЯН

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ ПО ГЕНЕЗИСУ РУД  
«ОРУДЕНЕНИЕ, СВЯЗАННОЕ С КИСЛЫМ  
МАГМАТИЗМОМ»

С 7 по 10 октября 1974 года в Чехословакии, Карловых Варах состоялась международный симпозиум по генезису руд, посвященный проблеме: «Оруденение, связанное с кислым магматизмом» (MAWAM-74, Metallization Associated With Acid Magmatism).

До начала симпозиума для участников была организована четырехдневная экскурсия на автобусах в Рудные горы Чехословакии и ГДР. Во время экскурсии участники осмотрели многочисленные гранитные массивы и связанные с ними олово-вольфрамовые месторождения: Цинновец (Цинвальд), Крупка, Горный Славков в Чехословакии и Альтенберг, Эренфридерсдорф, Геер в ГДР.

На месторождениях геологи рудников на детальных геологических картах и разрезах рассказывали о геологии, структуре и оруденении месторождения, после чего участники имели возможность осмотреть горные выработки и лично отбирать образцы пород, руд и минералов. Следует отметить, что заранее было подготовлено всё для работы геологов в полевых условиях.

Олово-вольфрамовые месторождения Рудных гор относятся к формации оловосодержащих грейзенов (кварц-касситеритовые жилы, штокверки), генетически тесно связанных с кислыми гранитоидными интрузиями. Для этого типа месторождений очень характерна грейзенизация вмещающих оруденение пород, широкое развитие топаза, местами флюорита и ассоциация касситерита с вольфрамитом, молибденитом (месторождение Крупка), арсениpiritом и висмутитом. Месторождения относятся к высокотемпературным гидротермальным и пневматолитовым образованиям. Этот тип минерализации имеет широкое распространение, однако крупные коренные месторождения встречаются редко.

Коренные олово-вольфрамовые месторождения Рудных гор начали разрабатываться в начале XIV века. В геологическом строении района месторождения принимают участие докембрийские сланцы, гнейсы и осадочно-метаморфические породы карбона, которые прорваны интрузиями гранитов. Месторождение олова приурочено к контактовым ореолам штоков гранитов. Наиболее интересными месторождениями олово-вольфрамовых руд являются Цинновец, Крупка и Альтенберг. На этих месторождениях оруденение приурочено к грейзенизированной аликальной части гранитных массивов. Мощность жил от 0,1 до 0,8 м, редко до 1,5 м, содержание олова от 0,2 до 0,5 и более %. При переходе жил из

гранитов в кварц-порфиры содержание рудных компонентов понижается.

В Рудных горах, по всей вероятности, с кислыми интрузиями связаны также полиметаллические месторождения, флюорит-баритовые сербросодержащие жилы и месторождения пятиэлементной формации.

Для участников симпозиума была организована также однодневная экскурсия по курортам Чехословакии (Франтишковые Лазни, Марианские Лазни и Карловы Вары). Термальные источники Чехословакии имеют мировую известность и на их базе построены многочисленные прекрасные курорты.

Заседания симпозиума проходили в Карловых Варах в большом концертном зале гостиницы «Москва», где все было предусмотрено для плодотворной работы. В работах симпозиума участвовало 180 делегатов из 21 страны мира (Австралия, Англия, Бельгия, Болгария, ГДР, Дания, Испания, Канада, Ливия, Нидерланды, Польша, Португалия, Советский Союз, США, Финляндия, Франция, ФРГ, Чехословакия, Швеция, Швейцария, Япония). Организаторами симпозиума являлись геологи Чехословакии, ГДР и Франции. Кроме организаторов многочисленными делегатами были представлены Советский Союз и США. В состав советской делегации входили 29 ученых из Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Иркутска, Владивостока, Алма-Аты и Еревана. Многие видные ученые СССР—чл.-корр. АН СССР Л. В. Таусон (руководитель делегации), Е. А. Радкевич, зам. директора ВСЕГЕИ, доктор геол.-мин. наук Д. В. Рундквист, доктор наук М. Г. Руб и другие выступили с интересными докладами по основным проблемам симпозиума. Доклады советских геологов вызвали большой интерес среди участников и отличались глубоким содержанием, новизной и высоким научным уровнем. Советскими учеными всего было прочитано 17 докладов на русском и английском языках.

На заседаниях симпозиума в течение четырех дней было прочитано 64 пленарных докладов по следующим 6 основным проблемам: 1. Закономерности размещения месторождений и рудных районов (8 докладов); 2. Возрастное и пространственное соотношение между телами кислых изверженных пород и оруденением (13 докладов); 3. Геохимические и петрографические особенности кислых изверженных пород, с которыми связана соответствующая минерализация (22 доклада); 4. Физико-химические аспекты проблемы миграции и отложения соответствующих элементов (12 докладов); 5. Олово и вольфрам в скарнах (1 доклад) и 6. Источники рудного вещества (8 докладов).

С обстоятельными докладами выступили ученые Чехословакии (М. Штемпрок и др.) и ГДР (Г. Тишендорф и др.), которые осветили вопросы геологии, структуры и оруденения Рудных гор.

Д. В. Рундквист (ВСЕГЕИ) сделал обобщающий доклад по первой проблеме—о закономерностях размещения рудных поясов в глобальном масштабе. Он выделил на земном шаре 50 рудных поясов. Затем была дана структурная позиция указанных рудных поясов. Выделено 4 основных типа структурных позиций олово-вольфрамовых месторождений: зоны обрамления срединных массивов складчатых областей; зоны внеш-

него обрамления складчатых областей; зоны внутренних активизированных частей областей завершённой складчатости. В докладе авторов рассмотрены также вопросы структурно-морфологических типов грейзеновых месторождений. Выделены 6 структурно-морфологических типов. В докладе показано место грейзеновых месторождений в истории формирования складчатых областей. По этой проблеме с докладами выступили также Бауман, Г. Тишендорф (ГДР), Штемпрок, Япечка, Ярковский (СССР), Тейлор (Австралия), Ишихара (Япония), которые осветили закономерности размещения олово-вольфрамовых месторождений в Западных Карнатах, Рудных горах, Богемском массиве, Японии, Восточной Азии и Австралии.

Вопросу временного и пространственного соотношения кислых гранитов и ассоциирующих с ними олово-вольфрам-молибденовых оруденений были посвящены доклады Варламова, Геспа, Тишендорфа, Штемпрока, Сотникова, Повилайтиса.

В докладе Варламова на основе изучения грейзеновых месторождений Африки проведена классификация пространственной связи оруденения с интрузивами. В докладе Онтоева показан пример многоэтапного формирования грейзенового месторождения с периодически чередующимся магматизмом и минерализацией.

Много интересных докладов было прочитано по вопросу геохимической и петрографической характеристики кислых магматических пород, ассоциирующих с редкометальной минерализацией.

На примере изучения гранитоидов ряда регионов Центрального Французского массива, Финляндии, Чехословакии, Рудных гор, ГДР, Австралии, Тасмании, Японии, Западных Карпат, Богемского массива, Забайкалья показана геохимическая специализация этих интрузивов. Они, как правило, обогащены оловом, вольфрамом, литием, танталом, ниобием, бериллием. При этом необходимо отметить, что комплекс этих элементов последовательно увеличивается и максимальные содержания установлены в конечных дифференциатах интрузивных комплексов.

Очень интересный доклад был прочитан Л. В. Таусоном (СССР) «Геохимические типы гранитоидов и их потенциальная рудоносность». В этом сообщении развивалась идея о том, что рудоносность гранитоидов в целом связана со способом их образования.

Автором выделены три способа образования гранитов: 1) в результате дифференциации мантийного вещества; 2) в результате палингенеза при положительных движениях земной коры; 3) вследствие ультраметаморфизма. В связи с этими способами образования гранитов автор выделил 9 геохимических типов гранитоидов.

Один обобщающий доклад был посвящён проблеме «Олово и вольфрам в скарнах».

Исследование возрастных взаимоотношений скарнов и олово-вольфрамового оруденения в редкометальных провинциях Южного Китая, Бирмы, Малайзии, Индонезии, Вьетнама, Лаоса, где широко проявлены карбонатные породы, показало, что скарны, как правило, связаны с глав-

ными фазами интрузивных комплексов, между тем как олово-вольфрамовая минерализация тесно ассоциирует с заключительными фазами магматизма. Помимо этого видно четкое положение олово-вольфрамового оруденения на скарны с развитием метасоматических процессов со специфичными для пород минералами.

В докладах, посвященных проблеме «Физико-химические аспекты миграции и отложение элементов», рассматривались условия концентрации литофильных редких элементов в процессе формирования кислых пород (Л. Н. Овчинников, Н. Ф. Челищев, В. Г. Наджарян), роль летучих в мобилизации олова из гранитной магмы (И. Д. Рябчиков, И. А. Дурасова), геохимические и физико-химические условия миграции и отложения (Г. Ф. Иванова).

В докладе И. Н. Князя «Два гидродинамических типа рудообразующих систем и железистая рудная минерализация, связанная с кислым магматизмом», выделяются два гидродинамических типа в формировании гидротермальных месторождений.

1. Месторождения, образованные из растворов, которые были связаны с поверхностью.

2. Месторождения, образующиеся в замкнутой системе при непрерывной круговой циркуляции растворов. Первый гидродинамический тип характерен для близповерхностных месторождений, а второй—для более глубоководных месторождений.

В ряде докладов по Дальнему Востоку, Рудным горам и другим регионам рассматривались вопросы источника рудных элементов. В докладе Е. А. Радкевич был показан пример зонального размещения различных типов минерализации от высокотемпературных до низкотемпературных в следующей последовательности: грейзены и высокотемпературные кварц-полевошпатовые жилы переходят в среднетемпературные кварц-турмалиновые зоны с касситеритом и сульфидами. Такое зональное размещение оруденения предполагает гетерогенный источник всего этого рудного комплекса.

В остальных докладах доказывалось постмагматический источник рудных растворов, образующихся в тесной генетической связи с ассоциирующими гранитоидными интрузиями. В этих гранитоидных комплексах максимальные содержания Sn, W, Be, Mo и др. элементов коррелируются с высокими содержаниями K в породах.

Ряд интересных докладов был объединен в раздел «Другие темы». Из докладов этого раздела необходимо отметить сообщение В. Т. Поколова (ВНМС)—«Формации и размещение молибденовых месторождений». Автор выделил для молибденовых месторождений три основные рудные формации: 1) медно-молибденовую, 2) кварц-молибденовую и 3) вольфрам-молибденовую. В докладе отчетливо показаны геотектонические условия локализации месторождений этих формаций и генетическая связь с различными типами интрузивных пород и специфические условия их формирования.

Основными рабочими языками симпозиума были английский и русский. Участники симпозиума имели возможность слушать доклады синхронным переводом на чешском, русском, французском и английском языках. После каждого доклада задавались вопросы и обсуждался доклад.

Во время перерывов между заседаниями участники симпозиума в беседах обменивались опытом по изучению рудных месторождений и интересовались новыми достижениями лабораторной базы.

Участникам симпозиума была дана возможность ознакомиться с прекрасным Минералогическим музеем Фрейбергской Горной Академии, с Центральным геологическим институтом и его музеем в Праге, с Национальным музеем Чехословакии, а также с историческими памятниками и достопримечательностями столицы Чехословакии.

Подводя общий итог результатам симпозиума в целом, можно заключить следующее: 1. На новом этапе изучения условий образования рудных месторождений все шире применяются эксперименты по моделированию рудных процессов. Кроме того, большое место отводится исследованиям по определению жидких включений и изотопного состава элементов. 2. Важное значение имеют вопросы изучения характера распределения элементов в рудах и минералах с применением современных высокочувствительных приборов и аппаратов. Поэтому рекомендуем в геологических организациях Армянской ССР организовать такие исследования с применением микроанализаторов, с целью изучения форм нахождения металлогенных элементов в рудообразующих и породообразующих минералах и проводить эксперименты по моделированию рудных процессов.

Институт геологических наук  
Академии наук Армянской ССР

Поступила 18.XII.1974.



Научный редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

---

ВФ 032232. Подписано к печати 2/21 1975 г. Тираж 840. Изд. 4209. Заказ 6.  
Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 6,88+2 вкл. Бум. л. 3,44.  
Усл. печ. л. 9,63. Уч. изд. листов 7,37.

---

Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, Барскамутий, 24.