

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿՍՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

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

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկր.- հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դուլուխանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կա-
րապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմի-
կոս Հ. Գ. Մաղաֆյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեթյան, երկր.-
հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան,
երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Ա. Ե. Քաչադյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

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

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բաբեկամյան 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Бабакумян, 24.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 5

том XXVI

1973

С О Д Е Р Ж А Н И Е

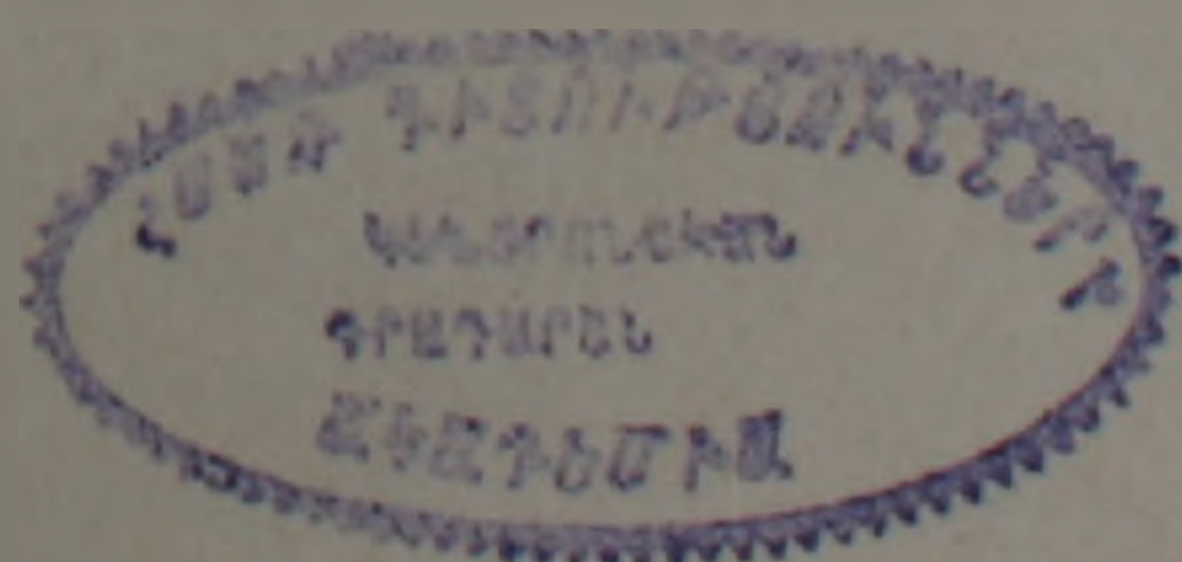
К. И. Карапетян. О некоторых особенностях отложения туфов еревано-ленинканского типа	3
А. И. Карапетян. Благородные и редкие элементы в рудах Раздан-Анкаванской зоны	14
К. А. Карамян. Дорудные и околорудно-измененные породы медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района	25
К. Ф. Орфаниди. О роли подземных вод в образовании гидротермальных месторождений	40
Э. С. Халатян. Особенности гидрогеологии и гидрохимии Армянской ССР в связи с распределением некоторых микрокомпонентов в минеральных водах	51
Ал. А. Григорьев, Г. А. Иванян. Гидрометеорологическая интерпретация космических изображений горных стран	57
Г. Б. Григорян. Принципы выделения и классификация горных ландшафтов (на примере Лорийской котловины)	72

Краткие сообщения

С. А. Паланджян. Обнаружение эруптивной брекчии ультраосновного состава в полосе развития гипербазитов Севанского хребта	82
Г. Г. Мирзоян. Шунгит из магматических пород Алавердского рудного района	85
О. М. Барсуков, Л. А. Ахвердян. О некоторых особенностях бухтообразных возмущений	88

Научная хроника

А. А. Габриелян, Л. С. Меликян. Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре»	92
--	----



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 5

հատոր XXVI

1973

Ր Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Կ. Ի. Կաբալյետյան, Երևան-Վենիսականյան տիպի տուֆերի նստեցման պրոցեսի մի քանի առանձնահատկությունների մասին	3
Ա. Ի. Կաբալյետյան, Ազնիվ և հազվագյուտ տարրերը Հրազդան-Հանքավանի զոնայի հանքանյութերում	14
Կ. Ա. Քաբալյան, Զանգեզուրի հանքային շրջանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի միջհանքային և մերձհանքային փոփոխված ապարները	25
Կ. Յ. Օրֆանիդի, Հիդրոթերմալ հանքավայրերի առաջադման մեջ ստորերկրյա ջրերի դերի մասին	40
Է. Ս. Խալաթյան, Հայկական ՍՍՀ հիդրոերկրաբանության և հիդրոքիմիայի առանձնահատկությունները կապված հանքային ջրերում որոշ միկրոտարրերի բաշխման հետ	51
Ա. Ա. Գրիգորև, Գ. Ա. Խվանյան, Վոնային երկրների տիեզերական լուսանկարների ջրաօդերևութաբանական մեկնաբանումը	57
Գ. Բ. Գրիգորյան, Վոնային լանդշաֆտների անջատման և դասակարգման սկզբունքները (լոովա գոգավորության օրինակով)	72

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ս. Ա. Փալանջյան, Ուլտրահիմքային կազմի էրուպտիվ բրեկչիայի հայտնաբերումը Սև-վանի լեռնաշղթայի հիպերբազիտների տարածման գոտում	82
Հ. Գ. Միրզոյան, Շուեգիտն Ալավերդու հանքային շրջանի հրային ապարներում	85
Օ. Մ. Բաբսուկով, Լ. Ա. Հախվերդյան, Խորշանման խոտորումների մի քանի առանձնահատկությունների մասին	88

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ

Ա. Հ. Գաբրիելյան, Լ. Ս. Սելիֆյան, «Փիոլիտները երկրակեղևում» միջազգային սիմպոզիումը	92
--	----

УДК 551. 217. 4

К. И. КАРАПЕТЯН

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ОТЛОЖЕНИЯ ТУФОВ
ЕРЕВАНО-ЛЕНИНАКАНСКОГО ТИПА

I

Четвертичные туфы и туфолавы Армянской ССР давно стали одним из главных объектов исследования и в настоящее время считаются изученными достаточно хорошо. Геология, состав и происхождение этих образований рассматриваются в публикациях Г. Абиха [1, 2], П. И. Лебедева [19—21], Б. В. Залесского и В. П. Петрова [16, 26], К. Н. Паффенгольца [24, 25], А. Н. Заварицкого [11—15], А. А. Адамян [3-6], А. И. Месропяна [22], Д. С. Белянкина [10], А. Т. Асланяна [8, 9], К. А. Мкртчяна [23], П. Х. Канканяна [17], В. М. Амаряна [7] и др., в серии статей и монографии К. Г. Шириняна [28-35].

В то же время, надо отметить, что большинство работ носит общий характер и затрагивает слишком большой круг вопросов, и создавшееся положение (в смысле изученности) вряд ли можно назвать благополучным. Образование туфов и туфолав—явление далеко не ординарное, во многом загадочное, неясное и остается еще большой проблемой, и здесь необходимо самое тщательное изучение даже частных, на первый взгляд незначительных, вопросов, как и необходима большая фактическая информация, которой, как это ни странно, в отношении туфов и туфолав Армянской ССР еще очень немного.

С этой точки зрения настоящее сообщение должно представить интерес. Основано оно на исследовании туфов еревано-ленинаканского типа в левобережье бассейна нижнего течения р. Раздан к северу и востоку от гор. Еревана и, особенно, на подробном петрографическом изучении вертикального разреза туфовой залежи в старом Джрвежском карьере. Изучение разреза проведено по образцам коллекции геофизика Г. М. Солодовникова, любезно предоставившего штучной материал автору статьи; представлена она 20 образцами (363—382), отобранными почти по полной мощности залежи с интервалом в 10 см. В табл. I и на фиг. I порядковая нумерация образцов возрастает сверху вниз по толщине туфовой залежи.

II

В районе исследования туфы, представленные только еревано-ленинаканской разновидностью, образуют небольшие изолированные залежи площадью не более нескольких квадратных километров и мощностью от 0,8 до 6,5—7,0 м. Обыкновенно туфы выполняют пониженные участки рельефа, выраженные здесь, главным образом, пологими и неглубокими депрессиями. Поверхность туфов остается ровной и близ-

Таблица 1

Состав туфов в старом Джрвежском карьере (объемные %)

№ обр.	Минералы					Фьямме				основная масса	ксенолиты
	фенокристаллы				рудный мине- рал	пемзовые	стекловатые	струйчато- волокнистые	сумма		
	плагиоклаз	клиноп- роксен	гиперстен	сумма							
363	9,2	0,7	0,4	10,3	0,3	18,6	1,7	2,1	22,4	63,9	3,1
364	7,4	0,5	0,3	8,2	0,6	9,8	1,9	0,8	12,5	77,2	1,5
365	9,2	0,6	0,3	10,1	0,4	14,1	2,5	0,7	17,3	70,4	1,8
366	6,9	0,5	0,3	7,7	0,3	8,7	2,5	—	11,2	79,1	1,7
367	7,1	0,6	0,4	8,1	0,5	12,8	1,3	0,3	14,4	75,3	1,7
368	5,7	0,4	0,3	6,4	0,3	17,1	5,1	0,4	22,6	67,9	2,8
369	8,2	1,7	0,4	10,3	0,6	10,3	3,0	—	13,3	74,3	1,5
370	9,0	0,7	0,3	10,0	0,4	10,3	2,1	—	12,4	76,4	0,8
371	7,9	1,0	0,6	9,5	0,6	13,3	1,5	—	14,8	72,7	2,4
372	12,3	0,8	0,6	13,7	0,5	9,7	1,8	—	11,5	81,6	2,7
373	10,9	1,1	0,6	12,6	0,4	12,6	1,9	—	14,5	68,6	3,9
374	10,4	0,5	0,3	11,2	0,3	21,6	0,7	—	22,3	64,2	2,0
375	14,2	1,2	0,4	15,8	0,7	10,2	2,3	—	12,5	68,6	2,4
376	10,2	0,9	0,4	11,5	0,4	16,9	2,1	—	19,0	67,3	1,8
377	12,8	0,8	0,6	14,2	0,7	16,2	1,6	—	17,8	62,4	4,9
378	11,4	0,7	0,8	12,9	0,4	20,7	1,4	—	22,1	59,1	5,5
379	11,3	1,8	0,7	13,8	0,6	13,0	1,9	—	14,9	69,1	1,6
380	12,2	0,9	0,4	13,5	0,6	14,1	2,1	—	16,2	67,8	1,9
381	8,1	0,6	0,3	9,0	0,3	21,8	1,5	2,2	25,5	64,2	1,0
382	7,8	0,9	0,3	9,0	0,4	10,5	3,2	1,8	15,5	72,6	2,5
пределные значения	5,7—14,2	0,4—1,8	0,3—0,8	6,4—15,8	0,3—0,7	8,7—21,8	0,7—5,1	до 2,2	11,2—25,5	59,1—81,6	0,8—5,5

горизонтальной, за исключением залежей, размещенных в полосе Гям-рез-Балаговитской системы четвертичных поднятий, где они дислоцированы. Во всех случаях туфы выражены единым телом, пластом, нигде не перекрывают друг друга и, вероятно, образовались в одну фазу извержения. Возраст туфов в районе обычно определяется как средне-четвертичный [9, 33 и др.].

В результате картирования удалось установить, что туфы никогда не составляли единого или нескольких покровов, а образовывали хорошо приспособленные к древнему рельефу потоки сложных, извилистых очертаний, с общим направлением движения с запада на восток. Уже в дальнейшем эти потоки были частично эродированы, расчленены на отдельные залежи.

Туфовые залежи, независимо от мощности, состоят из трех разноокрашенных горизонтов: нижняя часть их окрашена в черный, средняя (или переходная зона)—в буро-коричневые, а верхняя часть—в буро-красные и кирпично-красные цвета. В основании туфов, представленных плотной, спекшейся разностью, залегает рыхлый слой в несколько сантиметров мощностью, слагаемый из тех же составляющих, что и туфы. Иногда эти отложения бывают слоистыми.

По составу туфы отвечают дацитам и андезито-дацитам [22, 33] и принадлежат андезит-дацитово-й формации Транскавказской вулканической зоны [18]. Петрографически они довольно однообразны и представлены литокристаллокластической породой, сложенной стекловатой, пепловой массой, в которую погружены минералы, включения типа фьямме и ксенолиты. Относительно подробная характеристика петрографии туфов, имеющая непосредственное отношение к нашей теме, приводится, главным образом, по указанному выше разрезу Джрвежской залежи.

III

Минеральная фракция туфов выражена фенокристаллами и обломками плагиоклаза (5,7—14,2%), клинопироксена (0,4—1,8%) и гиперстена (0,3—0,8%), а также рудным минералом (0,3—0,7%) (табл. 1). Помимо этого в породе встречаются иголки апатита, тридимит (?) и, очень редко, биотит, сфен и циркон.

Плагиоклаз образует таблитчатые и лейстовидные, нередко оплавленные и содержащие стекловатые включения, кристаллы длиной 0,1—3,0 мм. Для плагиоклаза характерны: зональное строение, колебание состава в границах 40—56% Ап и редкие включения апатита. Крупные лейстовидные выделения грубо ориентированы согласно основанию и поверхности туфового пласта. Клинопироксен представлен хорошо ограненными кристаллами длиной 0,1—2,2 мм, нередко образующими гломеропорфировые скопления; минерал свежий, часто содержит мелкие (до 50μ) вроски магнетита. Гиперстен образует кристаллы длиной 0,1—1,7 мм, плеохроичен, включает кристаллики (до 60μ) магнетита; около гиперстена отсутствует даже подобие опацитовой каймы.

Для плагиоклаза и пироксенов характерно:

1. Многие кристаллы (особенно плагиоклаза) обломаны. К таковым в большинстве случаев относятся кристаллы крупнее 0,3 мм; размер осколков обычно колеблется в пределах 0,05—0,1 мм.

2. Нет закономерности между размерностью минеральных выделений и положением их в разрезе залежи.

3. Объемное количество минералов фенокристаллов по толщине залежи колеблется в значительных границах (6,4—15,8%), причем относительно высокие содержания характерны для нижней половины (фиг. 1). Такая закономерность определяется плагиоклазом, что же касается пироксенов, то колебания их количеств (в 4,5 и 2,7 раза) совершенно незакономерны.

Рудный минерал по толщине туфового пласта распределен незакономерно. В подавляющем большинстве случаев это магнетит, образующий кристаллы размером до 0,7 мм. С уменьшением размеров кристаллов степень их оформления возрастает; наиболее крупные из них плохо образованы, иногда обломаны и часто ассоциируют с пироксенами. Мелкие кристаллики магнетита распределяются неравномерно и никогда не образуют типичной «рудной сыпи». Вверх по разрезу параллельно изменению окраски туфов, магнетит постепенно, замещается

гематитом и гидроокислами железа. Однако это окисление не определяет цвета породы. В черных туфах, кроме того, иногда встречаются скопления кристалликов пирита.

Фьямме выражены, в общем, лепешкообразными, линзовидными телами, часто в плане имеющими приблизительно оваловидные и эллипсоидальные очертания с размерным соотношением осей 1:2—1:4. Степень уплощенности фьямме изменяется в пределах 1:2—1:16; наиболее распространенным является отношение 1:6—1:8. Длина их колеблется в границах 0,2—15,0 мм. Фьямме всегда цельные, необломанные, имеют четкие разграничительные контуры и те же показатели преломления, что и частицы основной массы.

Текстурно фьямме можно подразделить на три основных типа.

Наиболее распространенными (8,7—21,8%) являются пемзовые фьямме. Для этих включений характерно высокопористое сложение: поры округлые, гладкие, сплюснутые согласно фьямме, с очень тонкими стенками-перегородками. Степень вытянутости пор, в общем, находится в прямой зависимости от степени уплощенности фьямме. В наиболее крупных и не очень плоских фьямме в приконтактной части поры сплюснуты сильнее, чем в ядре. Размер пор не зависит от величины фьямме. Длина пемзовых фьямме 0,4—15,0 мм.

Стекло пемзовых фьямме не раскристаллизовано; в отдельных образцах встречаются субфенокристаллы и даже мелкие ксенолиты. Фьямме этого типа в бурых и красных туфах окрашены менее ярко, чем основная масса. В то же время в одном и том же образце, и даже фьямме, цвет не всегда бывает выдержан; более толстые межпоровые перегородки окрашены гуще, ярче.

Гораздо меньшим развитием (0,7—5,1%) пользуются стекловатые фьямме—второй основной тип включений этого рода. Эти фьямме состоят из стекла, в котором только иногда различаются мельчайшие точечные опакующие выделения, располагающиеся полосками. Многие фьямме содержат газовой-жидкие включения, а в единичных случаях—субфенокристаллы и ксенолиты.

Длина стекловатых фьямме 0,2—7,2 мм. Наиболее мелкие из них (обычно до 0,8 мм) бывают плотными, монолитными; в более крупных, кстати не всегда имеющих типичную форму фьямме, уже можно встретить округлые, сплюснутые, гладкие поры, иногда занимающие 15—20% объема. Окрашены стекловатые фьямме так же, как и частицы основной массы; только в переходной зоне монолитные разности окрашены несколько слабее.

Струйчато-волокнистые фьямме встречаются спорадически. В плане форма этих выделений наименее совершенная, длина 0,4—3,4 мм. Стекло здесь чистое, лишенное минеральных выделений; степень пористости значительно ниже, чем в пемзовых фьямме. Поры имеют сложные, прихотливые, но всегда вытянутые и ориентированные по удлинению фьямме, очертания, а порода—струйчато-волокнистый облик. Окраска фьямме такая же, как и частиц основной массы туфов.

Для включений типа фьямме характерно:

1. Почти все фьямме, независимо от их места в разрезе, сплющены более или менее согласно поверхности и ложу туфовой залежи.

2. Степень уплощения фьямме (1:2—1:16) по мощности закономерно не изменяется. Не меняется она даже в наиболее мощных (6,5—7,0 м) туфовых залежах района. Наконец, не зависит эта характеристика и от размера или текстурной разновидности фьямме.

3. Колебания в содержаниях фьямме (11,2—25,5%) по мощности заметны; в общем немного больше этих включений в нижней половине залежи. Это обусловлено распределением пемзовых включений; резкие колебания количеств стекловатых фьямме (в 7,3 раза) незакономерны (фиг. 1).

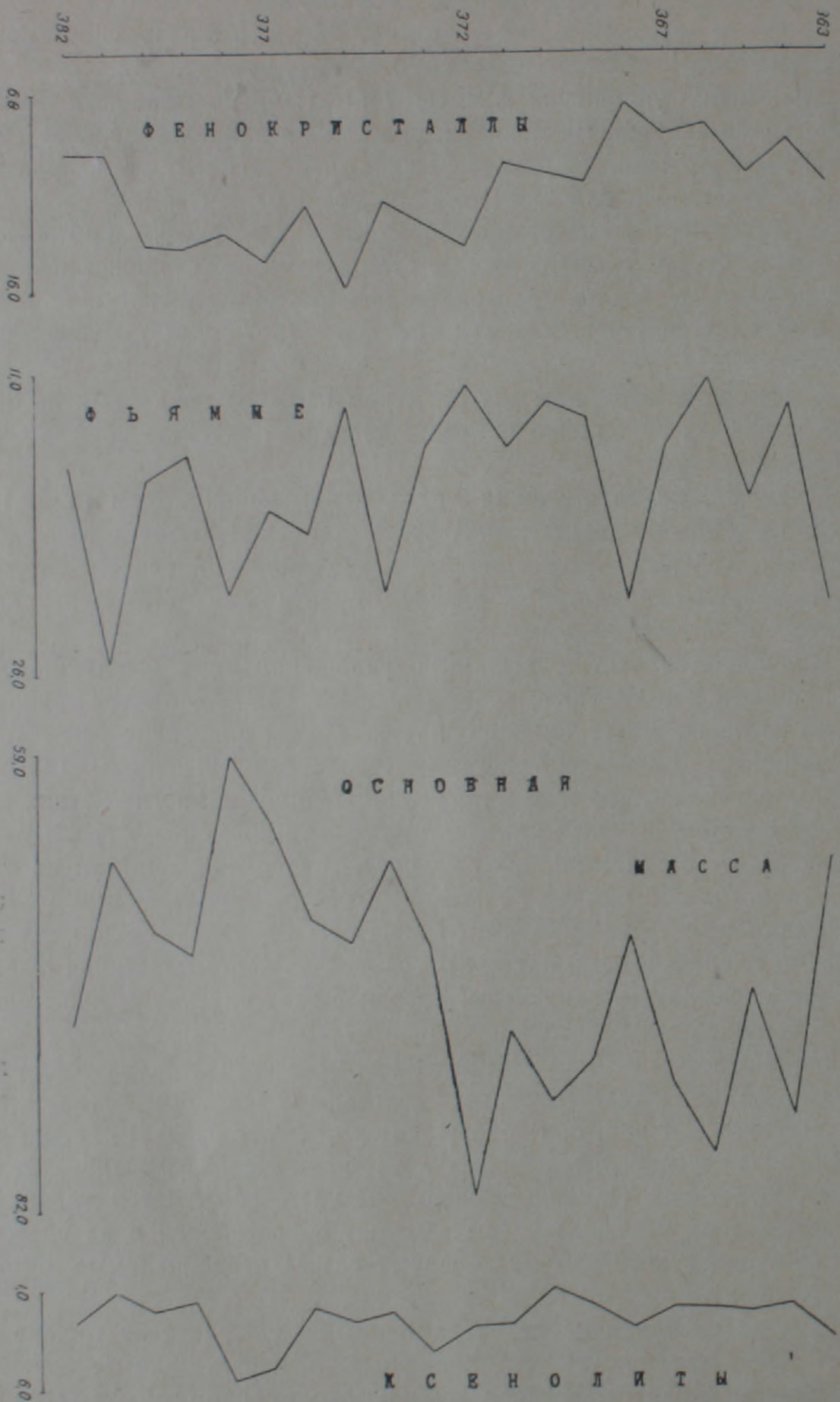
4. Нет зависимости между размером пемзовых фьямме и их положением в разрезе залежи. Мелких стекловатых включений в низах несколько больше.

Основная, цементирующая масса, занимающая объем от 59,1 до 81,6% в изученном разрезе, выражена стекловатыми частицами пеплового типа. Морфологическое многообразие частиц определяет сложный и своеобразный структурный рисунок, практически остающийся неизменным по всему разрезу.

Большинство частиц выражено уплощенными, с выклинивающимися краями пластинками, главная часть которых залегает приблизительно согласно напластованию залежи. Длина пластинок 0,02—0,5 мм, редко более; обычное соотношение сторон 1:2—1:3. Преобладающая часть пластинок слабо изогнута, волниста, причем многие из них приспосабливаются, огибают минералы, фьямме и ксенолиты. Иногда пластинки плотно прилегают друг к другу, спаиваются, образуя плотные куски полосчатого облика размером до 3,5—4,0 мм, напоминающие цельные обломки. Интересно, что такие куски изредка обтекаются единичными пластинчатыми частицами. Довольно часто пластинки бывают изогнуты, завернуты, закручены, причем в этих случаях обычны сложные сателлитовые отслоения.

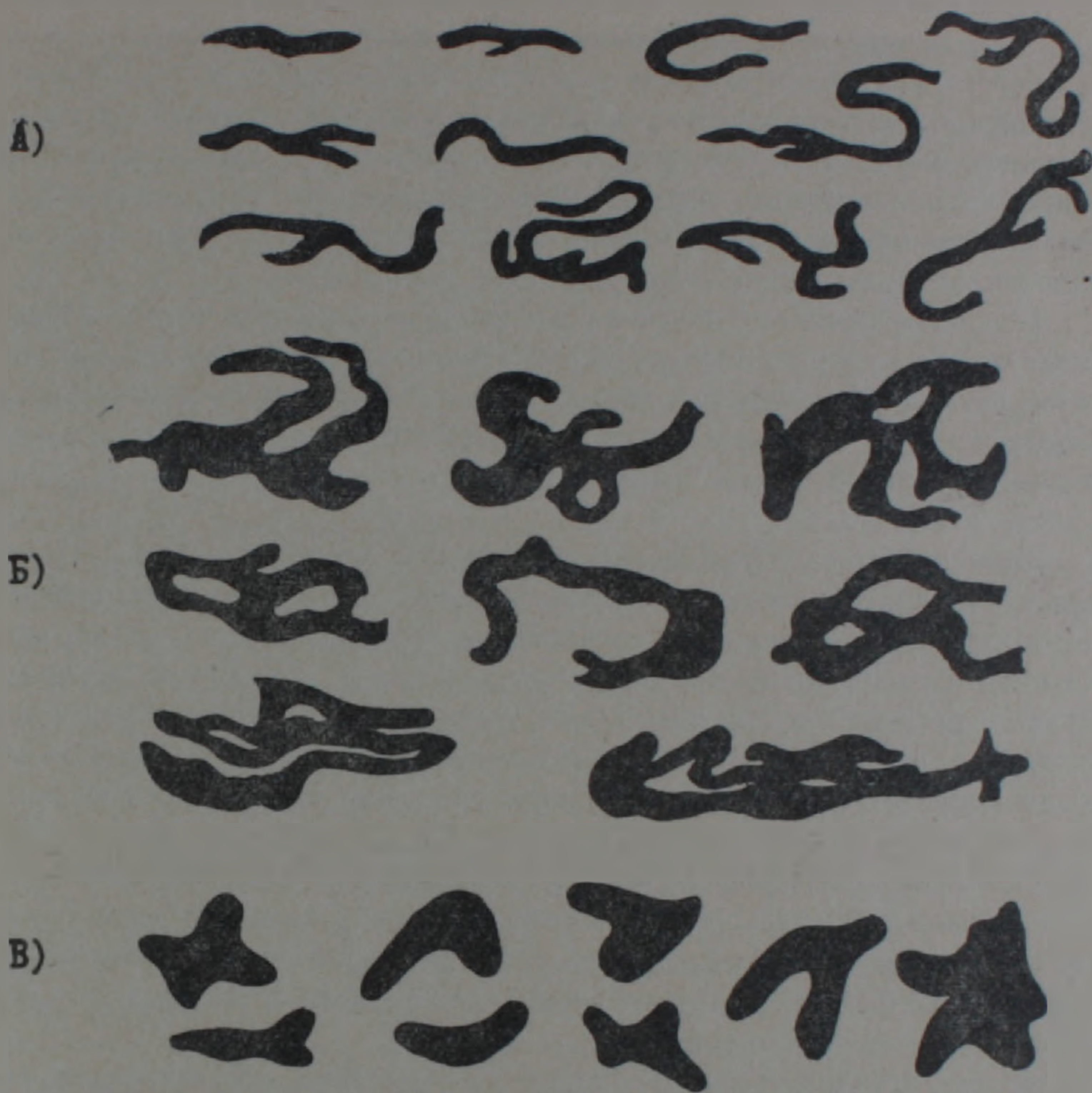
Морфологически к пластинкам примыкают частицы менее уплощенные, но опять таки имеющие пластичные очертания. Толщина частиц плохо выдержана, они содержат поры, имеют раздувы, самые разнообразные отростки, отслоения и т. п.; размеры их, примерно, те же, что и у пластинок. Плавность очертаний часто нарушается выбоинами газовых каверн. Частицы не выказывают ориентировки и их сложные формы в различных сечениях создают самые невообразимые очертания (фиг. 2).

Для обоих типов частиц характерно слабое развитие трещиноватости. Надо подчеркнуть, что единичные трещинки, иногда имеющие смещающий характер, распределены незакономерно; так, даже на самых крутых перегибах, петлях, они могут отсутствовать и, в то же время, рассекать совершенно неизогнутые пластинки. Многие частицы,



Фиг. 1. Вариации состава туфов по мощности залежи в старом Джрвежском карьере.

Диаграмма построена по данным таблицы 1, по вертикали отложены содержания в объемных %.



Фиг. 2. Характерные формы частиц основной массы туфов ереванско-ленинского типа.

А) пластинчатые; Б) переходного типа и В) массивные частицы. Для первых двух типов показаны сечения, перпендикулярные уплощению.

зато, несут следы обламывания; обломаны, как правило, наиболее тонкие края частиц.

Значительным развитием пользуются и частицы массивные, имеющие рогульчатые, крестообразные, лапчатые и т. п., но всегда пластинчатые формы, и не превышающие в поперечнике 0,7 мм. «Лапы» этих частиц гладкие, необломанные, а трещинки совершенно отсутствуют. Только в частицах этого типа содержатся минеральные выделения, представленные тонкими магнетитовыми пластинками, расположенными перпендикулярно удлинению «лапы».

Особую группу составляют очень мелкие, оскольчатой формы, обломки частиц первых двух типов. Преобладающая часть осколков совершенно незакономерно концентрируется в порах породы, в порах и петлях частиц; рассеяны они между крупными частицами, в контактах вкрапленников, фьямме и ксенолитов. Характерно, что с этими осколками ассоциируют обломки минералов вкрапленников.

Заканчивая характеристику частиц, необходимо добавить, что частицы, являющиеся оскольчатыми фрагментами межпоровых стенок, на которые указывают почти все исследователи, в туфах нашего района совершенно отсутствуют. Все сказанное о частицах основной массы не оставляет сомнения в том, что во время эксплозии и при перемещении они были пластичными, причем высокопластичными; бесспорно, образование трещинок и обламывание частиц происходило уже после их полного затвердевания.

Основная масса достаточно пориста; судить об изменении степени пористости по разрезу залежи, без специальных исследований, нет никакой возможности. Поры и каверны едва-едва вытянуты в согласии с поверхностью и основанием залежи. В пустотах встречаются осколки стекла, минералов, следы тридимита (?), а в верхах разреза и карбонатное вещество.

Цвет туфа определяется окраской частиц основной массы. В черных туфах они окрашены в коричневые цвета, в красных—в красновато-оранжевые. Неодинакова окраска в буро-коричневых туфах, где встречаются частицы коричневые, бурые, желтые, оранжевые, красные; выше по разрезу цвет их постепенно выравнивается. Цвет частиц и его изменение, видимо, связаны с нахождением в стекле тончайших выделений магнетита (?) и его окислением в верхних частях туфовой залежи.

Обязательным туфослагающим элементом являются *ксенолиты*. Как правило, они включены в основную массу и только в редких случаях—в фьямме. В изученном разрезе распределение ксенолитов по содержанию (0,8—5,5%), размерности (0,2—3,2 мм), составу и степени окатанности незакономерное.

Форма ксенолитов разнообразная; встречаются образцы всех типов—от оскольчатых до совершенно окатанных, однако наиболее частыми являются угловатые, едва сглаженные разновидности. Степень окатанности не зависит от размера ксенолита и его состава.

Наиболее распространенными (123 из 202 обр.) являются ксенолиты вулканических пород. Это в основном андезиты и андезито-базальты; единичны включения липаритов и липарито-дацитов (8 обр.), микродолеритов (3 обр.) и фельзитов (2 обр.). Ксенолиты осадочного происхождения представлены, главным образом, мергелистыми породами. Ксенолиты лишены видимых следов термального или иного воздействия вмещающей породы. Только в единичных случаях в красных туфах стекло ксенолитов во внешней тонкой кайме желтеет.

Большая часть указанных ксенолитов состоит из пород, которые развиты в районе исследования. Более крупные (до 3—4 см) ксенолиты, имеющие всегда угловатую форму и размещенные также незакономерно и спорадически, во всех случаях представлены только породами окрестностей; в джрвежских туфах это преимущественно долеритовые базальты.

IV

Туфы ереванско-ленинканского типа, как справедливо отмечали А. Н. Заварицкий, К. Г. Ширинян и др., относятся к игнимбритовому типу образований. При всей сложности и разнообразии нерешенных вопросов проблемы игнимбритов, вероятно, можно считать установленным, что: а) отложение туфов игнимбритового типа происходит из пеплового потока, представляющего собой смесь пирокластики и газа, и б) пепловый поток движется с огромной скоростью и это движение носит турбулентный характер. Указанные выводы основаны не только на аналогии с историческими и современными извержениями некоторых вулканов, но и на геолого-петрографических исследованиях в различных районах Земли. Приведенные в статье документальные данные о распределении, строении, степени сортированности и т. п. туфослагающих элементов не противоречат, а, в общем, подтверждают эти выводы и приложение их к туфам ереванско-ленинканского типа не может вызвать сомнения. В то же время отдельные факты позволяют уточнить некоторые положения, касающиеся самого процесса отложения туфов.

В момент извержения и в ходе движения туфовой массы в твердом состоянии находились только минералы и ксенолиты; вся остальная, большая часть материала, а именно—стекловатые частицы и фьямме, была пластичной. Обламывание частиц, судя по их морфологии и морфологии осколков, расположению трещинок и, вообще, незначительному развитию этого процесса, происходило только тогда, когда частицы окончательно затвердели, но еще находились в среде, достаточно богатой газом. Скорее всего обламывание частиц и, отчасти, минералов имело место еще в движении, но уже перед окончательной остановкой массы. Обламывание не могло иметь места после отвердевания всего туфа; этому противоречит факт полной сохранности пемзовых и стекловатых фьямме. Кстати, этот факт говорит и о том, что фьямме оставались пластичными и после затвердевания частиц основной массы; причины такой устойчивости пока еще не ясны.

Особый интерес вызывает то обстоятельство, что степень уплощенности фьямме не зависит от его положения в вертикальном разрезе туфовой залежи. Этого уже достаточно, чтобы не согласиться с точкой зрения А. Н. Заварицкого [14, 15], который считает, что сплющивание фьямме в игнимбритах происходит под воздействием веса вышележащей пирокластической массы. В настоящее время не подлежит сомнению то, что фьямме перемещались не в уплощенном виде, а в виде пластичных комков, и что само сплющивание—процесс вторичный. Из сказанного следует, что в нашем случае сплющивание, уплощение фьямме могло произойти только благодаря вытягиванию комков, которое возможно при линейном, близком к ламинарному типу, движении пеплового потока. К такому движению турбулентная смесь пирокластики и газа могла прийти в самом конце перемещения, буквально перед окончательной остановкой массы в связи с резким падением скорости.

Вывод об изменении характера движения пеплового потока, как-будто, подтверждается также грубой ориентированностью лейстовидных фено-кристаллов плагиоклаза и намечающейся вытянутостью пор в туфах. Наконец, возможность ламинарного перемещения пеплового потока перед его остановкой предполагается Р. Л. Смитом [27].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 19.XII.1972.

Կ. Ռ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԵՐԵՎԱՆ-ԼԵՆԻՆԱԿԱՆՅԱՆ ՏՐՊԻ ՏՈՒՖՆԵՐԻ ՆՍՏԵՑՄԱՆ ՊՐՈՑԵՍԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երևանի շրջակայքի Երևան-Լենինականյան տիպի տուֆերի պետրոգրաֆիայի և երկրաբանության մանրամասն ուսումնասիրության հիման վրա տրվում են նոր պատկերացումներ տուֆային զանգվածի նստեցման պրոցեսի որոշ առանձնահատկությունների մասին: Ցույց է տրվում, որ մոխրային հոսքի, որից առաջացել են տուֆերը, շարժումը սկզբում կրել է տուրբուլենտ և միայն կանգ առնելուց առաջ նրա տեղաշարժը ընդունել է լամինար բնույթ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. «Зап. Кавк. отд. геогр. общ.», кн. XXI, 1899.
2. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. «Зап. Кавк. отд. геогр. общ.», кн. XXIII, 1902.
3. Адамян А. А. К вопросу о стратиграфическом расчленении туфо-туфолавоваго толще южных склонов массива г. Арагац. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, №2, 1950.
4. Адамян А. А. Туфы и туфолавы южных склонов массива г. Арагац. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. IV, №3, 1951.
5. Адамян А. А., Саакян Н. А. К вопросу происхождения четвертичных туфов. «Тр. ЕрПИ, горное дело и геология», вып. 2, №11, 1955.
6. Адамян А. А. К вопросу о происхождении туфо-туфолавоваго отложений Армении. «Тр. лабор. вулкан. АН СССР», вып. 20, 1961.
7. Амарян В. М. О генезисе туфов и «туфолав» Армении. В сб. «Вулканические и вулканоплутонические формации». «Наука», М., 1966.
8. Асланян А. Т. О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. «Тр. ЕрПИ, горное дело и геология», вып. 2, №13, 1956.
9. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
10. Белянкин Д. С. К вопросу о туфовых лавах Армении. Известия АН СССР, серия геол. №3, 1952.
11. Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Известия АН СССР, серия геол., №1, 1945.
12. Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах и туфолавах Армении. «Вестник АН СССР», №10—11, 1945.

13. Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. физ.-мат. и естеств. наук, №10, 1946.
14. Заварицкий А. Н. О четвертичных вулканических туфах Армении. ДАН СССР, новая серия, т. 53, №8, 1946.
15. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Известия АН СССР, серия геол. №3, 1947.
16. Залесский Б. В., Петров В. В. Арктическое месторождение туфовых лав «Тр. Петр. инст. АН СССР», вып. I, 1931.
17. Канканян П. Х. К вопросу об образовании столбчатой отдельности и поперечных трещин в макарашенских туфах (Армения). Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, №5—6, 1957.
18. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, №3, 1969.
19. Лебедев П. И. Туфовые лавы Алагеза. В сб. «Каменные строительные материалы», т. 3, 1928.
20. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. Изд. АН СССР, Л., 1930.
21. Лебедев П. И. К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагез. Известия АН СССР, серия геол., №6, 1947.
22. Месропян А. И. О генезисе четвертичных туфов Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. IV, №4, 1951.
23. Мкртчян К. А. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа (Армянская ССР). Известия АН СССР, серия геол., №5, 1954.
24. Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении. «Зап. ВМО», т. LXVII, №3, 1938.
25. Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. Арагац. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
26. Петров В. П. Игнимбриты и туфовые лавы. Еще о природе арктического туфа «Тр. лабор. вулкан. АН СССР», вып. 14, 1957.
27. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. В сб.: «Проблемы палеовулканизма», Изд. ИЛ, М., 1963.
28. Ширинян К. Г. Химические особенности четвертичных вулканических туфов и туфолав Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. IX, №8, 1956.
29. Ширинян К. Г. и Асланян А. Т. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением (Макарашен-Гайдарлинское месторождение). «Тр. ЕрПИ, горное дело и геология», вып. 4, №13, 1956.
30. Ширинян К. Г. Стратиграфическое расчленение четвертичной туфо-туфолаво-вой толщи области г. Арагац. В сб. «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР», Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1956.
31. Ширинян К. Г. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолав Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, №2, 1957.
32. Ширинян К. Г. К вопросу строения и генезиса туфо-туфолаво-вой толщи Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, №1, 1958.
33. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
34. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении (Классификация, петрография и генезис). В сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1962.
35. Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении). «Тр. лабор. вулкан. АН СССР», вып. 20, 1961.

УДК 553.3/4

А. И. КАРАПЕТЯН

БЛАГОРОДНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РУДАХ
РАЗДАН - АНКАВАНСКОЙ ЗОНЫ

В настоящей статье сделана попытка на основании большого фактического материала, полученного автором и другими исследователями, наметить основные закономерности распределения и формы нахождения редких и благородных элементов в рудах месторождений и проявлений, приуроченных к зоне Мармарикского разлома. Находясь на стыке Арзакан-Апаранского антиклинория и Памбакского синклинория, зона Мармарикского разлома одновременно служила местом неоднократного внедрения различных по составу магм и связанных с ними эндогенных руд. К этой зоне приурочено большое число самых различных по составу месторождений и проявлений эндогенных руд. Наиболее широко развиты железные руды, затем идут золото-теллур-полиметаллические, медно-молибденовые, золото-сульфидные и другие руды. Рассматриваемые ниже редкие и благородные элементы относятся к числу важнейших примесей руд.

Золото

Руды различных частей Раздан-Анкаванской зоны в разной степени обогащены золотом. Наиболее богаты золотом руды, развитые в средней части зоны и, в особенности, на северном крыле Мармарикского разлома (Шакарсарский участок Меградзорского рудного поля). В отношении золотоносности определенный интерес представляют также руды, развитые в пределах крайней западной части зоны (Анкаванское рудное поле) [3]. В остальных частях зоны концентрация золота обычно низкая и только в определенных типах руд достигает нескольких граммов на тонну. Так, например, в обогащенных сульфидами рудах Разданского железорудного месторождения содержание Au достигает 7,6 усл. ед. (табл. 1) [7]. Наиболее бедны Au руды Ахавнадзорского рудного поля и Ахундовского проявления.

Неравномерность распределения Au наблюдается не только в пространстве, но и во времени. Наиболее богатые Au руды обычно являются продуктами последних стадий минерализации (медно-мышьяковая, полиметаллическая и золото-теллуrowая). Другими словами, в процессе эндогенного рудообразования концентрация Au возрастает, достигая своего максимума в золото-теллуrowую стадию. В этом процессе существенно меняется форма его нахождения. Так, в продуктах наиболее ранних стадий оно находится, главным образом, в тонкодисперсном состоянии и обычными методами микроскопического исследо-

вания не обнаруживается. В поздних, низкотемпературных стадиях, наоборот, оно в своей основной массе выпадает в виде микроскопических и более крупных выделений самородного золота и теллуридов. При этом теллуристые соединения Au образуются начиная от медно-мышьяковой стадии. Форма нахождения Au состоит в определенной зависимости от содержания теллура. При высокой концентрации последнего оно выпадает, главным образом, в виде теллуридов. Это приводит к некоторому пространственному обособлению основных скоплений теллуридов и самородного золота.

Образование теллуридов Au происходит до выпадания самородного Au, которое образуется не только путем кристаллизации из растворов, но и в результате параморфного превращения петцита в гессит. В преобладающем большинстве случаев самородное золото приурочивается к микротрещинкам и раздробленным зонам в сульфидных минералах. Другая часть Au образует ангедральные выделения в полях сульфидов, в том числе и наиболее ранних, что дает основание предполагать о привносе Au совместно с главнейшими рудообразующими сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb. Ассоциация Au наиболее тесна с As, Pb, Zn, Sb, Ag, Te. Как правило, высокие и повышенные концентрации Au сопровождаются таковыми Ag, Te, Sb, Hg, но не всегда повышенные концентрации последних сопровождаются таковой Au. Этим, в частности, обусловлены большие колебания золото-серебряного отношения, которое рассматривается ниже, при геохимической характеристике Ag.

Серебро

По сравнению с золотом серебро имеет более широкое распространение и образует более высокие концентрации почти во всех рудах Раздан-Анкаванской зоны. Золото-серебряное отношение в преобладающем большинстве случаев ниже единицы и колеблется в пределах от 1,2:1 до 1:887, в среднем составляя 1:95 (табл. 1). Среди всех месторождений только в рудах Эмир-юртского участка концентрация Ag несколько ниже концентрации Au ($Au:Ag=1,2:1$). Затем идут руды собственно Меградзорского месторождения, в которых золото-серебряное отношение в большинстве случаев колеблется в пределах 1:1,2 до 1:1,6. В остальных рудах это соотношение не превышает 1:9, в рудах правобережной части Меградзорского рудного поля (участки Арчасар, Новый) оно опускается до 1:887. Серебро является одним из важнейших элементов-примесей золото-теллуридов, полиметаллических и медно-мышьяковых руд. Будучи постоянным спутником Au, оно свои максимальные концентрации образует в наиболее богатых Au рудах (золото-теллуридные руды участка Шакарсар). Вместе с тем не всегда высокие концентрации Ag сопровождаются таковыми Au (участок Арчасар, Новый).

Привнос основных концентраций Ag, так же, как и Au, происходит в конце рудообразовательного процесса, но в отличие от Au оно проявляет более отчетливое стремление накапливаться в богатых Pb рудах. Наряду со свинцовыми рудами значительные концентрации Ag содержат и медные, полиметаллические, медно-мышьяковые руды, но в таких случаях наряду с Ag присутствуют повышенные концентрации Au. Серебро так же, как и Au, в своей основной массе представлено теллуридами и самородным Ag. Но, в отличие от Au, самородное Ag имеет несравненно меньшее распространение и почти никогда не ассоциирует с теллуридами. Так, например, несмотря на очень высокое содержание, Ag в рудах Меградзорского месторождения самородных выделений не образует. С другой стороны, здесь сернистые соединения Ag имеют ограниченное развитие, что дает основание основной формой нахождения Ag считать теллуриды; следовательно, несмотря на то, что халькофильность Ag намного выше халькофильности Au, тем не менее при наличии достаточных концентраций Te, оно почти полностью выпадает в виде теллуридов. В этих же условиях Au только частично соединяется с Te, значительная же часть представлена самородным Au, что дает основание считать, что сродство Ag к Te значительно выше, чем сродство Au к Te. Именно этим, по-видимому, можно объяснить тот факт, что хотя теллуриды Au начинают выпадать раньше теллуридов Ag, тем не менее Ag успевает полностью соединиться с Te, а Au в своей основной массе выпадает в самородном виде. При отсутствии достаточных концентраций Te, в зависимости от условий минералообразования, Ag выпадает в виде сульфида-аргентита или самородного Ag. Из всех месторождений и проявлений Раздан-Анкаванской зоны аргентит установлен в полиметаллических рудах Анкаванского и Меградзорского рудных полей, а самородное Ag развито в рудах Кабахлинского, Разданского и Анкаванского месторождений. Среди теллуридов Ag наиболее широкое распространение имеет гессит, затем идут петцит и сильванит.

В и с м у т

Сравнительно повышенные концентрации висмута установлены в большинстве типов руд, развитых во всех месторождениях и проявлениях зоны. Но сравнительно богаты Bi руды крайней западной части зоны (Анкаванское рудное поле), где он образует очень интересные проявления Bi—Te руд [4, 5]. Кроме того, Bi повышенные концентрации образует также в медных и медно-мышьяковых рудах (табл. 1). Значительно обогащены Bi также руды собственно Меградзорского месторождения (до сотых долей процента). В остальных случаях содержание Bi не превышает тысячные доли процента. Привнос основных концентраций Bi происходит в средних и поздних стадиях минерализации. При этом, в зависимости от конкретных условий (температура, степень обогащенности растворов летучими компонентами) максимальные концентрации его могут соответствовать поздним или ко-

Таблица 1

Средние содержания благородных и некоторых редких элементов в различных типах руд, рудных концентратах и мономинеральных фракциях главнейших рудообразующих минералов Раздан-Анкаванской зоны по данным пробирных (Au, Ag), химических (Se, Te, Bi, Ge) и спектральных (Ga, Cd, Yn) анализов

Руды	Месторождения и проявления	Наименование проб	Au в условных единицах	Ag в г/т	Au/Ag	Bi в ‰	Te в ‰	Se в ‰	Ga в ‰	Ge в условных единицах	Cd в ‰	Yn в ‰
Гранат-магнетитовые	Раздан	Руда (штуфы)	не обн.	4	—	сл.	сл.	0,0001	0,0006	7		
		Магнетит (концентрат)	не обн.	—	—	0,0023	0,0002	0,0002	0,0012	1		0,0001
	Ахавнадзор	Руда (штуфы)							0,0006	не обн.		0,0018
		Гранат	не обн.	11,2	—				0,002	не обн.		0,002
		Магнетит	не обн.	не обн.	—				0,0018	1		0,0002
		Апатит	не обн.	2	—				—	не опр.		0,005
	Анкаван	Руда (штуфы)	сл.	15	—	0,002	не обн.	не обн.	0,0005	7		
		Магнетит	—	6	—	0,002	не обн.	не обн.	0,0035	6		
		Гранат	—	6	—	—			0,0017	37		
Гранат-магнетит-сульфидные	Раздан	Руда (штуфы, магнетит-пирит-халькопирит)	2,8	36	1:13				0,0003	3		
	Анкаван	Руда (штуфы, магнетит-пирит-халькопирит)	0,7	7,2	1:10	0,0038	0,0009	0,0007	0,0006	4		
Магнетит полиметаллические	Раздан	Руда (штуфы)	7,6	68	1:9	0,006	0,015	—				
Кварц-гематитовые	Ахундов	Руда (штуфы)	не обн.	5	—				0,001	не обн.		0,001
		Гематит	не обн.	не обн.					0,0005	не обн.		
Серноколчеданные	Меградзор	Руда (штуфы)	1,2	29,2	1:24	0,002	0,0025	0,0001	0,0012	не обн.		0,0013
		Пирит	32,2	87,9	1:2	0,0072	0,0035	0,0029	0,0001	не обн.		
	Арчасар (Кабахлу)	Руда (штуфы)	5,45	625,7	1:116	0,0006	0,0031	0,0011	0,0006	не обн.	0,0009	0,0006
		Пирит (концентрат)	9,1	3940	1:438	0,003	0,003	0,001	—	—		
	„Новый“	Руда (штуфы)	0,1	88,7	1:887	0,006	—	—	0,003	не обн.		
		Пирит (концентрат)	1,6	145,2	1:90	0,0042	0,0044	0,003	0,0015	не обн.		
Кварц-молибденитовые	Анкаван	Руда (штуфы)	0,2	2,5	1:12	0,0002	сл.	0,001	0,0006	не обн.		0,008
		Молибденит	не обн.	10	—	0,0032	0,0026	0,017	не обн.	1		
Кварц-халькопиритовые	Меградзор	Руда (штуфы)	84	101	1:1,2	0,0086	0,006	0,0015	0,0004	не обн.		
		Халькопирит	200	360	—	0,008	0,012	0,002				
	Гомеридзор	Руда (штуфы)	1,2	13,6	1:10	0,0015	не обн.	0,0025				
		Халькопирит	13,3	107,0	1:8	0,0042	не обн.	0,0036				

Анкаван	Руда (штуфы)	17	141	1:8	0,097	0,0002	0,0001	0,0001	360	0,0028	0,0016 0,0015	
	Рудный концентрат	60	245	1:3	0,161	0,0112	0,031	0,0001	44	0,0009		
	Халькопирит	15	290	1:19	0,347	0,034	0,036	0,0012	1540	0,003		
	Энаргит-теннантит	30	270	1:9	0,247	0,019	0,080	0,0008	4	0,0006		
	Пирит	250	280	1:11	0,0008	0,006	0,007	не обн.	10	не обн.		
	Борнит	250	300	1:1,2	1	0,03	0,012	не обн.				
Полиметаллические	Меградзор	Рудный концентрат	806,5	813,5	1:1	0,0082	0,0755	0,0065	0,0002	не обн.	0,0485	0,0001
		Пирит	145,7	265,8	1:1,8	0,0002	0,006	0,0048	—	—	0,0006	
		Сфалерит	48	127	1:3	0,0082	0,755	0,0065	0,0004	не обн.	0,65	
		Галенит	391	1025	1:3	0,128	0,1108	0,0082	—	—	0,0065	
	Арчасар (Кабахлу)	Руда (штуфы)	38,8	479,8	1:12	не обн.	—	—	0,0001	не обн.	0,015	
		Рудный концентрат	109	286	1:2,5	0,0032	0,0049	0,0036	—	—	0,44	
		Пирит	108	265	1:2,5	не обн.	—	—	—	—	не обн.	
		Халькопирит	не обн.	150	—	не обн.	—	—	—	—	не обн.	
		Сфалерит	не обн.	65	—	не обн.	—	—	—	—	1	
		Галенит	15	480	1:32	не обн.	—	—	—	—	0,025	
	«Новый»	Руда (штуфы)	2,2	65,0	1:30	0,0009	—	—	0,001	не обн.	0,025	
		Рудный концентрат	3,9	141,0	1:32	0,0037	не обн.	0,0023	0,0014	не обн.	0,33	
		Пирит	12	116	1:9	0,0062	0,0032	0,0025	0,0005	не обн.	не обн.	
		Сфалерит	не обн.	250	—	сл.	0,001	0,0035	0,003	не обн.	0,65	
		Галенит	не обн.	200	—	0,0031	не обн.	0,0039	0,001	не обн.	не обн.	
	Ахавнадзор	Руда (штуфы)	0,3	4,9	1:16	0,0002	—	—	0,0001	не обн.	0,006	0,0015
		Рудный концентрат	—	60	—	0,022	0,006	0,0037	—	—	0,066	
		Пирит	—	37	—	0,069	0,02	0,0034	—	—	не опр.	
		Сфалерит	—	50	—	0,016	0,015	0,0010	—	—	0,15	
		Барит (концентрат)	—	30	—	0,006	—	—	—	—	не опр.	
Теллуридовые	Меградзор	Руда (штуфы)	16,713	27,490	1:1,6	0,009	4,16	0,0058	0,0001	не обн.	0,0065	0,0006
		Рудный концентрат	100,000	65,000	1,5:1	0,03	3,0	0,015	—	—	0,003	
		Алтаит	1000	3000	1:3	0,03	35,6	0,05	—	—	—	
		Самородное Au	920,100	650,000	1,41:1	—	0,03	0,003	—	—	—	
	Сарнахпюр	Руда (штуфы)	0,2	6,5	1:32	0,53	0,066	0,0014	—	—	—	
		Рудный концентрат	1,6	55,4	1:3,4	10	2,5	0,006	—	—	—	
		Тетрадимит	не обн.	—	—	10	10	0,44	—	—	—	
	Эмир-юрт	Руда (штуфы)	5,5	1,2:1	0,0072	0,003	0,0012	0,0013	не обн.	—	—	
		Рудный концентрат	12	1:14	0,012	0,014	0,0039	0,0003	не обн.	—	—	

Среднее

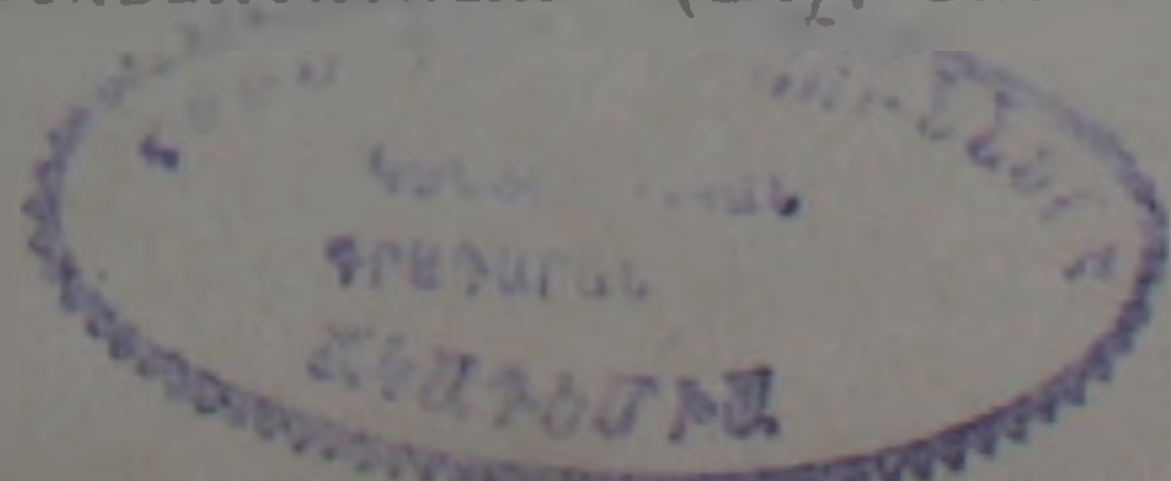
1:95

нечным стадиям минерализации. Так, например, на Меградзорском месторождении наиболее богаты Bi полиметаллические руды, а на Сарнахпюрском проявлении—теллуридовые руды. В целом наблюдается некоторое опережение времени привноса Bi над большинством рассеянных и благородных элементов. Это, а также значительная обогащенность висмутом скарновых руд (Анкаван, Раздан), дает основание считать его сравнительно более высокотемпературным образованием. В рудах рассматриваемой зоны Bi в своей основной массе представлен собственными минералами. В наиболее ранних парагенетических ассоциациях преобладают его сернистые соединения—висмутин и Cu—Bi сульфосоли (виттихенит, эмплектит), меньшее развитие имеют теллуриды. В более поздних ассоциациях, наоборот, преобладают теллуриды и сульфотеллуриды, представленные теллуrowисмутитом, жозентом и тетрадимитом. Образование минералов Bi происходит главным образом после выпадения основной массы сульфидов, но до теллуридов и самородных элементов. Теллуриды Bi , как правило, являются более ранними образованиями, чем теллуриды благородных элементов. Ассоциация Bi довольно сложна и разнообразна. Наиболее высокие концентрации его обычно сопровождаются таковыми Te (Сарнахпюрское проявление), но не всегда богатые Te руды висмутоносны. Так, например, на Меградзорском месторождении максимальные концентрации Bi приурочены не к теллуридовым, а полиметаллическим рудам (табл. 1). Другими словами, наиболее тесна ассоциация Bi с Pb , Zn , Cu , As .

Теллур

Теллур относится к числу наиболее характерных элементов-примесей руд Раздан-Анкаванской зоны. Скопления богатых теллуром руд известны в пределах большинства рудных полей зоны. Наиболее богатые и значительные скопления этих руд приурочены к Меградзорскому рудному полю [6]. Здесь содержание Te достигает 4,61% (табл. 1), а в отдельных штуфных пробах —10—15%. Следующими по обогащенности Te —рудами являются кварц-тетрадимитовые жилы Сарнахпюрского проявления, где однако содержание Te не превышает десятые доли процента. В рудах других месторождений содержание Te низкое и очень редко превышает тысячные и сотые доли процента.

Привнос Te происходит в течение почти всего процесса эндогенного рудообразования. Но наиболее высокие концентрации его приурочены к наиболее поздним стадиям минерализации. При этом с увеличением концентрации Te существенно меняется форма его нахождения. В наиболее ранних стадиях и парагенетических ассоциациях минералов он входит в состав сульфидов и сульфосолей, изоморфно замещая серу. В поздних стадиях изоморфно рассеянная форма значительно уступает теллуридам: широко развиты теллуриды Au и Ag (по 4 минерала), затем идут теллуриды Bi (3 минерала), Pb и Hg (по 1 минералу), последовательность выпадения которых в целом соответствует понижению валентности катионов: сначала выпадает трехвалентный (Bi), затем



двухвалентные (Pb и Hg) и в конце одновалентные (Ag и Au). Этот ряд одновременно соответствует энергии кристаллических решеток, тем самым подтверждая установленную А. Е. Ферсманом [14] зависимость последовательности выпадения минералов от Эк-ов и Вэк-ов. В условиях гипогенного минералообразования Те почти полностью представлен двухвалентными анионами (Te^{2-}), которые выпадают в виде собственных минералов только со строго определенными элементами. Это, главным образом, благородные и редкие металлы (Au, Ag, Bi, Hg), которые, обладая ковалентным типом связи, в соединениях с Те получают возможность реализовать свои акцепторные свойства, что энергетически наиболее выгодно [13].

Из главнейших рудообразующих элементов Раздан-Анкаванской зоны теллуриды образует только Pb, остальные элементы (Cu, Fe и др.), несмотря на тесную ассоциацию с Те и более высокие концентрации, теллуридов не образуют. Этот факт хорошо объясняется установленным В. В. Щербиной [15] рядом возрастающего сродства элементов к теллуру: $\text{Cu—Pb—Ni—Bi—Hg—Ag—Au}$, в котором увеличиваются связеобразующие свойства и, в частности, способность к образованию гомоатомных соединений и понижается способность к образованию соединений с серой и, особенно, с кислородом [8]. Однако, исходя из этого ряда, следовало бы ожидать, что при наличии достаточных концентраций Те все Au должно было бы выпадать в виде теллурида, и только оставшаяся часть Те пошла на постройку теллуридов Ag, Bi и т. д. Но на самом деле наблюдается обратная картина—все Ag и значительная часть Pb выпадают в виде теллуридов, а Au только частично выпадает в виде теллуридов. Оно в значительной своей массе выпадает в конце рудообразовательного процесса в самородном виде, что, по-видимому, можно объяснить значительно большей активностью Ag по сравнению с Au.

Ассоциация Те в целом довольно сложна и разнообразна. Выделяются следующие ассоциации элементов: Cu—As—Ag—Au—Te , Bi—Te , Pb—Zn—Ag—Au—Te , Pb—Hg—Ag—Au—Te .

С е л е н

Селен является одним из наиболее рассеянных элементов-примесей руд Раздан-Анкаванской зоны. Его максимальные концентрации в рудах не превышают тысячные доли процента (табл. 1). Геохимическое сходство селена и серы способствует интенсивному рассеиванию первого в кристаллических решетках сульфидов, тем самым обуславливая его постоянное присутствие (0,0001% и более) во всех сульфидных рудах рассматриваемой зоны. Разница концентраций селена между наиболее богатыми и бедными им рудами составляет всего лишь 1 порядок. При этом, как правило, наиболее богатые селеном руды являются наиболее поздними образованиями. Степень концентрации его в различных рудообразующих минералах существенно разная. Она, кроме общей концентрации Se зависит от кристаллической структуры, харак-

тера катионной части, а также времени выделения минерала [13]. Как нетрудно заметить из табл. 1, максимальные концентрации Se связаны с сульфотеллуридами (тетрадимит—0,44%), сульфосолями (энаргит+теннантит—0,08%) и теллуридами (алтаит—0,05%). Из сульфидных минералов Se проявляет наибольшую склонность концентрироваться в халькопирите (0,036%), молибдените (0,017%), борните (0,012%). В состав сульфидов, сульфосолей и сульфовисмутитов селен входит в виде двухвалентных анионов (Se^{2-}), изоморфно замещая серу (S^{2-}). Присутствие значительных концентраций селена в теллуридах (алтаит и др.), по-видимому, обусловлено изоморфным замещением двухвалентных ионов теллура (Te^{2-}) селеном.

Ассоциация селена наиболее тесна с Те, что обусловлено сходными условиями их накопления [13]. Характерна его ассоциация с благородными элементами (Au, Ag), а также с Mo, As, Pb и др.

Рений

Рений относится к числу характерных элементов-примесей медно-молибденовых руд. Его распределение в рудах контролируется распределением Mo. Так, например, в молибденитовых рудах Анкаванского месторождения содержание Re составляет 0,0015%, в молибдените оно достигает 0,056%. Основные скопления Re рассматриваемой зоны фиксируются в Анкаванском месторождении. В остальных месторождениях роль Re ничтожна. Незначительные скопления этого металла приурочены к Меградзорскому рудному полю. Здесь в мономинеральных фракциях молибденита, отобранных из очень редких прожилков и вкрапленников, содержание Re достигает 0,015% (данные III. О. Амрияна). Очень интересным, но к сожалению, неокончательно выясненным, является вопрос ранненосности руд Ахавнадзорского проявления. Исходя из повышенных концентраций Mo (0,0212%), здесь можно было бы ожидать повышенные концентрации Re. Однако, химические анализы, в различной степени обогащенных Mo руд, показали очень низкие содержания Re, что, по-видимому, следует объяснить отсутствием здесь молибденита, который, по-существу, является основным и единственным минералом-концентратором Re. В нем Re концентрируется в виде четырехвалентных катионов (Re^{4+}), изоморфно замещая Mo^{4+} . В условиях образования предполагаемых Са-молибдатов Re окисляется до состояния семивалентных катионов (Re^{7+}), комплексные анионы которых (ReO_4)¹⁻ обладают «сильными кислотными свойствами (очень малый Эк) и большой растворимостью щелочных и щелочноземельных солей, что практически не приводит к осаждению Re в природных условиях, даже при наличии указанных ионов Mo и Re» [14]. Таким образом, несмотря на тесную геохимическую связь Re и Mo, тем не менее имеются основания считать, что наличие Mo в рудах является необходимым, но не достаточным условием для концентрации Re. Важное значение имеют условия минерализации, которые определяя форму нахождения Mo, по существу определяют судьбу Re.

Характерна ассоциация Re с Se и Te. В обогащенных Re молибденитах Анкаванского месторождения очень часто устанавливаются сравнительно повышенные концентрации Se и Te. Аналогичные факты, установленные в молибденитах других месторождений [9], В. Н. Горохова и др. [1], склонны объяснить существованием определенной зависимости между Se и Re. Однако, как справедливо заметила Н. Д. Синдеева [13], «...взаимосвязь Se с S и Re с Mo хорошо известна и вряд ли стоит искать связь между этими различными по природе элементами. Было бы правильнее рассматривать эту связь в сходстве условий накопления их в молибденитах». Что же касается общей обогащенности молибденитов этими элементами, то здесь, наряду с условиями минерализации, решающим является первичная обогащенность рудоносных растворов ими [10].

Германий

Положительные отклонения концентрации Ge по отношению с его кларком установлены в рудах Разданского, Меградзорского и Анкаванского месторождений. Из них наибольший интерес для выяснения геохимии Ge представляют медно-мышьяковые руды Анкаванского месторождения (табл. 1). Здесь содержание Ge достигает 100 усл. единиц, а в концентратах энаргита, теннантита—3000 усл. единиц и более (в среднем 154 усл. ед., табл. 1). Сравнительно обогащены Ge также гранат-магнетитовые руды и в особенности гранат и биотит (до 100 усл. единиц).

Время образования наиболее богатых Ge руд соответствует началу скарнового (пневматолитового) и концу гидротермального этапов минерализации, т. е. приурочено к наиболее обогащенным летучими компонентами этапам эволюции рудообразовательного процесса, что хорошо согласуется с существующими представлениями о большой роли летучих соединений в миграции Ge.

В гидротермальном этапе концентрация Ge достигает своего максимума в медно-мышьяковую стадию. При этом Ge обогащены не вообще Cu—As руды, а строго определенные парагенетические ассоциации минералов, представленные энаргитом, теннантитом, халькозином, борнитом, условия образования которых, по-видимому, благоприятны для концентрации Ge. Для образования повышенных концентраций Ge важное значение имеет вмещающая среда. Карбонатные породы наиболее благоприятны для образования высоких концентраций германия.

Форма нахождения Ge в рудах Раздан-Анкаванской зоны главным образом изоморфная и лишь частично он выпадает в виде собственных минералов [11]. В зависимости от условий минерализации Ge проявляется двухвалентными или четырехвалентными катионами, которые и обуславливают аномально проявленные свойства его халькофильности, литофильности и сидерофильности. В пневматолито-гидротермальном этапе отчетливо проявлена литофильность и сидерофильность, а в гидротермальном—халькофильность. В первом случае он входит в со-

став силикатов с изолированными и цепочечными тетраэдрами, в виде четырехвалентных катионов, изоморфно замещая кремний.

Халькофильность Ge связана как с четырехвалентными, так и двухвалентными катионами, которые выпадают в виде собственных минералов (сульфидов, сульфосолей) или входят в состав Cu—As сульфосолей в виде комплексных анионов, изоморфно замещая As^{5+} . В своих собственных минералах германий представлен двухвалентными катионами, которые образуются в резко восстановительных условиях, даже при сравнительно небольших его концентрациях (0,001%) в рудной массе.

Ассоциация Ge наиболее тесна с As, Zn, Cu, Fe, элементами плеяды индия (In, Tl, Ga, Cd), а также Au и Ag.

К а д м и й

Кадмий относится к числу характерных элементов-примесей полиметаллических руд Раздан-Анкаванской зоны. Наиболее богаты им руды Меградзорского месторождения. В них среднее содержание Cd колеблется в пределах от 0,0001 до 0,023%. В полиметаллических рудах Ахавнадзорского рудного поля это содержание значительно ниже и составляет всего лишь 0,006%.

Основным минералом-концентратором Cd является сфалерит, в нем содержание Cd достигает 1% (Кабахлу). Наиболее бедны Cd Ахавнадзорские сфалериты.

Кроме сфалерита, сравнительно повышенные концентрации Cd установлены в блеклой руде (0,2%) и энаргите (0,003%).

Время привноса основных концентраций Cd соответствует средним и поздним стадиям гидротермального рудообразования. В минералообразующих процессах Cd выступает в роли типичного рассеянного элемента. Несмотря на значительные концентрации Cd собственных минералов не образует, он всецело входит в состав других минералов, изоморфно замещая Zn^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} или гетероморфно $Cu^{1+} + Fe^{3+} \rightarrow Cd^{2+} + Fe^{2+}$ [2].

Т а л л и й

Установлен только в энаргит-теннантитовом концентрате из Анкаванского месторождения. В отдельных пробах его содержание достигает 0,3%. В таких случаях в полях энаргита присутствуют мельчайшие выделения минерала из группы таллиевых сульфосолей (лорандит-Tl As S₂). Установление столь повышенных концентраций Tl в энаргитах (независимо от формы его нахождения) представляет определенный научный и практический интерес, поскольку до сих пор повышенные концентрации его в энаргитовых рудах не были известны. Свидетельствуя о совпадении условий концентраций Tl и образования энаргит-теннантитовых руд, оно существенно обогащает наши знания о геохимии Tl. В частности, известно, что наличие повышенных концентраций

Tl (до десятых долей процента) в реальгаре и аурипигменте предположительно связывалось с процессами сорбции.

Между тем полученный факт таллиеносности энаргита дает основание говорить об определенной геохимической связи между As и Tl, тем самым расширяя области поиска богатых Tl руд.

Редкие земли

Среди всех типов руд Раздан-Анкаванской зоны наиболее повышенные концентрации редкоземельных элементов установлены в апатит-магнетитовых рудах Ахавнадзорского месторождения. Сумма редкоземельных элементов в пробах апатита из этого месторождения колеблется в пределах от 0,52 до 0,75%. Представлены они элементами иттриевой и цериевой группы. Среди элементов первой группы более или менее значительные концентрации образует Jn, остальные элементы этой группы (от Dy до Lu), известные под названием тяжелых лантаноидов, сколько-нибудь заметных концентраций не образуют.

Первую группу TR в апатитах Ахавнадзорского месторождения составляет большинство легких лантаноидов. Особенно высокие концентрации (по данным количественных спектральных анализов) Ce и La (0,25—0,44%), затем идут Pr (0,01%), Gd (0,005%) и, наконец, Eu (0,0005%). Ввиду низкой чувствительности анализа (0,03—0,04%) Nd и Sm не были установлены. Совместное нахождение большинства лантаноидов обусловлено их своеобразной электронной структурой, что в свою очередь обуславливает одинаковую валентность (3+), близкие ионные радиусы и, следовательно, близкие химические свойства [12].

Помимо апатита TR изоморфно входят в состав большого числа других минералов Раздан-Анкаванской зоны, гетероморфно замещая целый ряд химических элементов и, в особенности Ca, Mn, Fe, Pb и др. Важную роль в рассеивании TR играют минералы Ca, которые широко развиты в продуктах всего процесса эндогенного рудообразования, начиная от наиболее высокотемпературной (пневматолитовой) стадии скарнового этапа (амфиболы, пироксены, гранаты) до наиболее низкотемпературной стадии гидротермального этапа (кальцит, анкерит и др.).

Кроме рассмотренных выше элементов, в определенных типах руд и минералах небольшие концентрации образуют также Ga, In и др. элементы.

Таким образом руды Раздан-Анкаванской зоны, взятые в целом, характеризуются значительным разнообразием вещественного состава, выраженным, в частности, различным набором и концентрацией элементов-примесей, входящих в состав главнейших рудообразующих минералов и их парагенетических ассоциаций. Концентрации большинства редких и благородных элементов (Se, Te, Bi, Au, Ag, Cd и др.) своих максимальных значений достигают в наиболее поздних, сравнительно

низкотемпературных парагенетических ассоциациях минералов. Вместе с тем ряд редких и рассеянных элементов свои максимальные концентрации образует в средних (Ge, Tl) и даже ранних (Re) парагенетических ассоциациях минералов. Для редких и благородных элементов наиболее тесна ассоциация со следующими рудообразующими элементами: Re с Mo; Au, Ag, Bi, Te с Pb, Zn, As; Ge, Tl, Bi с Cu, As.

Благородные элементы (Au, Ag), а также Bi, Hg и Pb частично представлены теллуридами. Для Au, значительно меньше Ag и Bi, характерна также самородная форма. В целом форма нахождения каждого из рассмотренных выше элементов находится в зависимости не только от концентраций их в рудоносных растворах, но и от условий минералообразования. Последние, обуславливая энергетическое состояние элементов, по существу, определяют рассеивание или концентрацию их в рудообразующих минералах. Даже при небольшой концентрации в рудной массе свои собственные минералы образуют также типичные рассеянные элементы, как Ge и Tl. Вместе с тем большинство редких и рассеянных элементов в своей основной массе, а некоторые из них (Re, Se, Ga, Cd, In и др.) всецело входят в состав главных рудообразующих минералов в виде изоморфной примеси. При этом, в зависимости от своих кристаллохимических особенностей минералы-концентраторы различных рассеянных элементов разные. В молибдените концентрирован главным образом Re, отчасти Se, Te. В Cu—As сульфосолях Ge, Tl, In, а также Se, Te. Содержания элементов-примесей в рудообразующих минералах из различных месторождений и парагенетических ассоциаций существенно разные.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28.II.1973

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԱԶՆԻՎ ԵՎ ՀԱԶՎԱԿՅՈՒՏ ՏԱՐՐԵՐԸ ՀՐԱԶԴԱՆ-ՀԱՆՔԱՎԱՆԻ ԶՈՆԱՅԻ
ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածը նվիրված է Հրազդան-Հանքավանի զոնայի հանքանյութերում ազնիվ և ցրված տարրերի հանքայնացման ձևերին և բաշխման օրինաչափություններին: Միներալային տարրեր պարագենետիկ ասոցիացիաներում և հանքայնացման ստադիաներում ազնիվ և ցրված տարրերի պարունակությունների համադրման շնորհիվ ցույց է տրվում այդ տարրերի առավելագույն կուտակումների առաջացման տեղը Հրազդան-Հանքավանի զոնայի ներքին հանքադոյացման ընդհանուր պրոցեսում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Горохова В. Н. Рений. В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Т. I, Геохимия редких элементов. «Наука», М., 1964.
2. Иваров В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. «Недра», М., 1966.
3. Карапетян А. И. Характер оруденения золота на одном медно-молибденовом месторождении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №4, 1961.
4. Карапетян А. И. Теллуриды в рудах Анкаванского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №6, 1961.
5. Карапетян А. И. Сульфовисмутиты меди в рудах Анкаванского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, Ереван, 1963.
6. Карапетян А. И., Амирян Ш. О. Об обнаружении теллуридов Au, Ag, Bi, Pb в рудах Меградзорского золоторудного месторождения. ДАН Арм. ССР, т. 38, №1, 1964.
7. Карапетян А. И. Об обнаружении Au—Ag—Bi—Te минерализации в пределах Разданского железорудного месторождения. ДАН Арм. ССР, т. 49, №1, 1969.
8. Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во, ЛГУ, Л., 1957.
9. Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фармазян А. С. Рений в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР ДАН Армянской ССР, №2, 1963.
10. Мкртчян С. С., Карамян А. С., Аревшатян Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван, 1969.
11. Пиджян Г. О. Германиевые минералы и германиеносные сульфиды. ДАН Арм. ССР, т. 30, №3, 1960.
12. Семенов Е. И. «Лантаноиды». В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких эл-ов. Т. I, Геохимия. М., 1964.
13. Синдеева Н. Д. Селен и теллур, «Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких элементов. Т. I, М., 1964.
14. Ферсман А. Е. Геохимия, Т. IV, М., 1959.
15. Щербина В. В. Основные черты геохимии теллура. Изв. АН СССР, сер. геол., №5, 1937.

УДК 550. 8

К. А. КАРАМЯН

ДОРУДНЫЕ И ОКОЛУРУДНО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ МЕДНО - МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Дорудные и околорудно-измененные породы медно-молибденовых, свинцово-цинковых и золото-полиметаллических месторождений Зангезура изучались С. А. Мовсисяном [6], С. С. Мкртчяном [5], К. А. Карамяном [2, 3], А. Г. Казаряном [1] и др.

Эти исследования показали, что гидротермальные и околорудные изменения в пределах рудных полей имеют довольно широкое распространение и отличаются значительным разнообразием состава, временем формирования и особенностями пространственного нахождения и генетической связи с определенными рудными парагенетическими ассоциациями.

Изучение последовательности формирования метасоматитов показало, что они принадлежат к различным формациям и различным генетическим типам постмагматических процессов и что они образованы в различные периоды и стадии геологического развития района.

В таблице 1 приводится классификация постмагматических и гидротермальных процессов, широко проявленных в пределах рудных полей.

Наиболее ранние метасоматиты находятся в генетической связи с магматическими комплексами; они были описаны ранее [3] в качестве продуктов постмагматической деятельности этих комплексов. К этим типам метасоматитов относятся: 1) зеленокаменно-перерожденные породы вулканогенных комплексов; 2) контактово-метасоматические породы; 3) породы ранней щелочной стадии; 4) породы ранней кислотной стадии.

Более поздние метасоматиты генетически не связаны с магматическими комплексами и, очевидно, являются продуктами глубинного магматического очага.

Ниже приводится характеристика этих метасоматитов.

а. Гидротермально-измененные породы прерудного этапа

Гидротермально-измененные породы прерудного этапа в пределах Зангезурского рудного района имеют достаточно широкое распространение и проявляются как в рудных полях, так и за их пределами. Для них характерно преимущественно площадное распространение без видимой связи с крупными зонами дробления и региональными разрывными нарушениями. Эта особенность отмечается для более ран-

ней стадии, характеризующейся развитием пропилитов. Гидротермальные изменения более поздней стадии этого этапа характеризуются образованием вторичных кварцитов вдоль разрывных нарушений.

Пропилиты пользуются значительным развитием в рудных полях Каджаранского, Агаракского месторождений. Они обычно образуют эпидотовые прожилки, сопровождаемые каемкой альбитизации. Указанные эпидот-альбитовые прожилки распространены как в монцонитах и порфировидных гранодиоритах, так и в дайках гранодиорит-порфиров. На Айгедзорском месторождении пропилитизация развивалась как в самих останцах кровли, так и в гранодиоритах, где эпидот и хлорит образуют гнездообразные и пятнистые выделения.

Наряду с эпидотом и хлоритом очень широко развит пирит, который образует вкрапленно-гнездовые выделения, развивающиеся по хлориту.

На Дастакертском месторождении пропилитизация также наиболее интенсивно проявляется в контактовых роговиках и несколько слабее — в гранодиоритах. Интенсивной пропилитизации подвергнуты все раз-



Фиг. 1. Эпидот-хлорит-кальцитовые образования в дайках диорит-порфиров. Дастакертское месторождение.

ности дайковых пород. В них наблюдается тесная ассоциация эпидота, хлорита и кальцита (фиг. 1).

На Дастакертском месторождении устанавливаются отчетливые взаимоотношения между пропилитами и более ранними продуктами контактово-метасоматических процессов. Здесь эпидотовые прожилки,

Таблица 1

Классификация постмагматических процессов и продуктов их деятельности в пределах Зангезурского рудного района

Составил К. А. Карамян

Генетический тип постмагматических процессов	Какие породы затронуты изменением	Характер продуктов изменения	На каких месторождениях проявляются эти изменения	С какими комплексами связано. Возраст
1. Зеленокаменное изменение	Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи эоцена	Региональные пропилиты: актинолит, эпидот, хлорит, цеолит, апохальсидовый кварц	Дастакертское и Каджаравское месторождения	Вулканогенный комплекс эоцена
2. Контактково-метасоматические процессы	Экзоконтактовые и эндоконтактовые участки гранитоидных интрузивов. Вулканогенно- и вулканогенно-осадочные породы, известняки	Контактовые роговики—пироксен-роговиковый амфибол роговиковой фазы. Биотитизация. Скарны биметасоматические, инфильтрационные гравит-пироксеновые вторичные кварциты андалузитовые	Дастакертское месторождение Каджаранское месторождение	1. Оливиновые габбро 2. Габбро-монцит-сциенит 3. Гранодиорит-граносиенит Олигоцен
3. Ранняя щелочная стадия	Вмещающие вулканогенные толщи эоцена. Интрузивы габбро, монциты, гранодиориты	1. Пироксен-плагноклазовые метасоматиты 2. Роговообманково-плагноклазовые метасоматиты 3. Магнетит-биотит—алатитовые метасоматиты	Каджаран, Дастакерт, Агарак	Габбро-монцит-сциенитовый. Гранодиорит-граносиенитовый Олигоцен
4. Ранняя кислотная стадия	Интрузивные породы главной интрузивной фазы, жильные породы I-го этапа	1. Кварц-турмалиновые прожилки и жилы 2. Кварц-мусковит—турмалиновые грейзены	Аравас, Каджаран, Тагашир	Габбро-монцит—сциенитовый Гранодиорит-граносиенитовый Олигоцен
5. Стадия предрудного кислотно-го выщелачивания	Экзо- и эндоконтакты интрузивов, поля развития малых интрузивов и даек, приразломные участки крупных зон дробления	а. Пропилиты б. Вторичные кварциты	1. Каджаранское месторождение 2. Дастакертское 3. Личская группа 4. Айгедзорское рудное поле 5. Агаракское месторождение	С магматическими комплексами не связаны II. миоцен
6. Околорудный метасоматоз, сопровождающий рудный процесс	Рудовмещающие породы. Контактные роговики. Интрузивные породы, дайковые породы.	а. Каллполеовшпатизация б. Биотитизация в. Кварц-серицитовые изменения г. Хлоритизация д. Карбонатизация	1. Каджаранское месторождение 2. Дастакертское месторождение 3. Личская группа и-ий 4. Айгедзорское рудное поле 5. Агаракское месторождение	С магматическими комплексами не связаны II. миоцен

как правило, пересекают и смещают высокотемпературные метасоматические роговообманковые прожилки (фиг. 2).



Фиг. 2. Роговообманковые прожилки ранних метасоматитов пересекаются эпидотовыми прожилками. Дастакертское месторождение.

Минеральный состав пропилитов Дастакертского месторождения достаточно разнообразен и характеризуется развитием актинолитовой роговой обманки, эпидота, хлорита, альбита, кальцита и кварца. На Джиндаринском месторождении пропилитизацией охвачены как продукты монцитовой интрузии, так и гранодиорит-порфиры—краевая фация интрузии порфировидных гранодиоритов. В основном здесь отмечается хлоритизация темноцветных минералов (биотита, роговой обманки), сопровождаемая новообразованием рутила, сфена и магнетита.

Вторичные кварциты пользуются широким развитием в пределах Зангезурского рудного района. Указанные вторичные кварциты являются более молодыми образованиями и представляют собой продукты предрудного кислотного выщелачивания.

Вторичные кварциты получили развитие на всех медно-молибденовых месторождениях и отмечаются в ряде участков вне рудных полей.

Среди вторичных кварцитов выделяются две фацialsные разновидности—монокварциты и кварц-серицитовые породы. Указанные вторичные кварциты образуются как за счет основных пород—базальтовых порфиров, их пирокластов, габбро-диоритов, так и за счет средних и кислых пород—гранодиорит-порфиров. По времени формирования вторичные кварциты, очевидно, образовались после ряда дайковых пород, поскольку в ряде мест некоторые разновидности даек (диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры) подвергнуты этому процессу.

В пределах рудных полей и за их пределами отмечается четкое контролирование зон вторичных кварцитов тектоническими нарушениями.

Под микроскопом вторичные кварциты имеют мелкозернистую grano-лепидобластовую структуру, при которой чешуйчатый агрегат серицита обычно развивается в промежутках между изометрическими зернами кварца полигонального очертания.

Указанные метасоматиты в основном сложены кварцем, серицитом, пиритом, редко—адуляром, рутилом.

В кварц-серицитовых вторичных кварцитах количества серицита и кварца находятся примерно в равных соотношениях. Количество пирита варьирует в значительных пределах и достигает 10—15%. В монокварцитах количество серицита падает до 15—20%, а количество пирита—до 5%.

Таблица 2

Химические анализы вторичных кварцитов из различных месторождений
Зангезурского рудного района

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	Сумма	Название пород и месторождений
1/70	71,03	0,35	15,37	4,08	0,29	—	0,84	0,45	0,47	4,0	3,59	0,06	100,53	Дастакертское м-ние, вторичный кварцит
2/70	68,80	0,30	18,60	2,60	0,29	—	0,77	0,59	0,47	4,8	2,37	0,08	99,77	Каджаранское м-ние, вторичный кварцит
4/71	71,15	0,36	15,57	3,57	0,57	—	0,63	0,40	0,85	2,80	4,06	0,72	100,68	Нор-Аревик, вторичный кварцит
35/55	71,82	0,24	12,68	2,17	0,58	0,04	3,08	1,63	2,82	2,46	2,00	—	100,37	Джиндара, вторичный кварцит

В таблице 2 приведены анализы вторичных кварцитов из различных месторождений Зангезурского района. В ряде рудных полей (Дастакерт, Айтөдзор) устанавливается наложение зон вторичных кварцитов на поля развития пропилитов, а также наличие остатков эпидота и хлорита во вторичных кварцитах. В связи с этим нам представляется, что как пропилиты, так и вторичные кварциты являются продуктами единого прогрессирующего процесса кислотного выщелачивания, который начинается с образования пропилитов, имеющих более широкое площадное распространение и завершается образованием вторичных кварцитов, развивающихся вдоль разрывных нарушений, сопровождаемых зонами дробления.

б. Околорудно-измененные породы, возникающие в процессе оруденения

Околорудно-измененные породы, образующиеся одновременно в процессе оруденения, как правило, наблюдаются в ближайшем ореоле

рудных тел. Мощность и состав метасоматитов, сопровождающих рудные тела, варьируют в значительных пределах и зависят от мощности рудных тел, минерального состава руд, литологических особенностей вмещающих пород, а также от физико-механических свойств и прежде всего—от степени их пористости и трещиноватости.

На фиг. 3 приведена схема развития околорудного изменения вмещающих пород на медно-молибденовых месторождениях, увязанная со стадиями минерализации.

На указанной схеме показан состав зон изменения пород в ореоле рудных тел, тесно связанный с той или иной стадией минерализации, а также отражена интенсивность проявления того или иного типа изменения. Как видно из схемы, как состав зон изменения, так и интенсивность процесса для различных месторождений оказываются существенно различными.

Наиболее характерными изменениями вмещающих пород, связанными с процессами рудоотложения, являются полевошпатизация, биотитизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация, халцедонизация и каолинизация.

1. Калишпатизация является наиболее ранним и более высокотемпературным типом изменения вмещающих пород, проявляющимся в пределах рудных полей. Калишпатизация получила развитие на Каджаранском, Дастакертском и Агарацком месторождениях.

На Каджаранском месторождении она возникает как в период формирования кварц-магнетитовой, так и собственно кварц-полевошпатовой стадий. Наиболее интенсивная полевошпатизация связана с кварц-полевошпатовой стадией. Она характеризуется площадным распространением и является результатом инфильтрационного метасоматоза, проявляясь иногда в виде оторочек вдоль полевошпатовых жил и прожилок.

Площади калишпатизации обычно образуют отдельные неправильного очертания участки, выступающие на фоне общего, более широко проявленного и более позднего изменения. Этот тип изменения проявляется неравномерно и наблюдаются все переходы от пород интенсивно измененных, представленных сплошным калинатровым полевым шпатом, до пород, характеризующихся слабой полевошпатизацией.

Под микроскопом метасоматиты имеют гранобластовую структуру, которая образована изометрическими кристаллобластическими зернами калиевого полевого шпата и кварца. На некоторых участках отмечаются реликты монцититовой структуры первичной породы.

На Дастакертском месторождении калишпатизация проявляется только на Центральном участке и территориально совпадает с площадью развития полевошпат-кварц-халькопиритовой стадии. Калишпатизированные роговики образуют отдельные вытянутые зоны северо-западного простирания, тесно связанные с рудоносными зонами полевошпат-кварц-халькопиритового оруденения.

**СХЕМА РАЗВИТИЯ ОКОЛОРУДНО ИЗМЕНЁННЫХ ПОРОД НА МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

НАДЖАРАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

АГАРАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ДАСТАНЕРТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

	Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления		Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления		Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
1	Кварц-магнетитовая	Полевощпатиз	—	1	Магнетитовая	Не проявляется		1	Кварц-магнетитовая	Не проявляется	
2	Кварц-полевощпатовая	Полевощпатиз	—	2	Полевощпатовая	Полевощпатиз	—	2	Полевощпат-кварц-халькопир	Полевощпатиз	—
3	Кварц-молибденитовая	Серицитизация	—	3	Кварц-безрудная	Не проявляется		3	I Кварц-молибденит-халькопир	Серицитизация	—
4	Кварц-молибденит-халькопиритовая	Серицитизация	—	4	Кварц-молибденитовая	Не проявляется		4	II Кварц-молибденит-халькопир	Серицитизация	—
5	Кварц-халькопиритовая	Серицитизация	—	5	Кварц-халькопиритовая	Серицитизация	—	5	Кварц-пиритовая	Серицитизация	—
6	Кварц-пиритовая	Серицитизация	—	6	Кварц-пиритовая	Серицитизация	—	6	Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—
7	Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—	7	Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—	7	Алабандиновая	Не проявляется	
8	Кварц-карбонатная	Карбонатизация	—	8	Кварц-карбонатная	Не проявляется		8	Карбонатная	Карбонатизация	—
9		Кволинизация	—								
10	Гипсово-алаландиновая	Алаландизация	—								
11	Ангидрит-гипсовая	Огипсование	—								

ЛИЧИНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

АЙГЕДЗОР-ЛИЧИНДЗ-ТЕЙ

	Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления		Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
1	Магнетит-буститовая	Буститизация	—	1	Кварц-молибденит-халькопир	Серицитизация	—
2	Кварц-барит-халькопирит	Окварцевание	—	2	Кварц-халькопиритовая	Серицитизация	—
3	Кварц-молибденитовая	Серицитизация	—	3	Кварц-пиритовая	Серицитизация	—
4	Кварц-молибденит-халькопир	Серицитизация	—	4	Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—
5	Кварц-пиритовая	Серицитизация	—	5	Кварц-арсенопиритовая	Не проявляется	
6	Кварц-сфалерит-галенитовая	Серицитизация	—	6	Карбонатная	Карбонатизация	—
7	Кварц-карбонатная	Карбонатизация	—	7	Ангидрит-гипсовая	Не проявляется	
8	Кварц-алаландиновая	Не проявляется					
9	Ангидрит-гипсовая	Не проявляется					

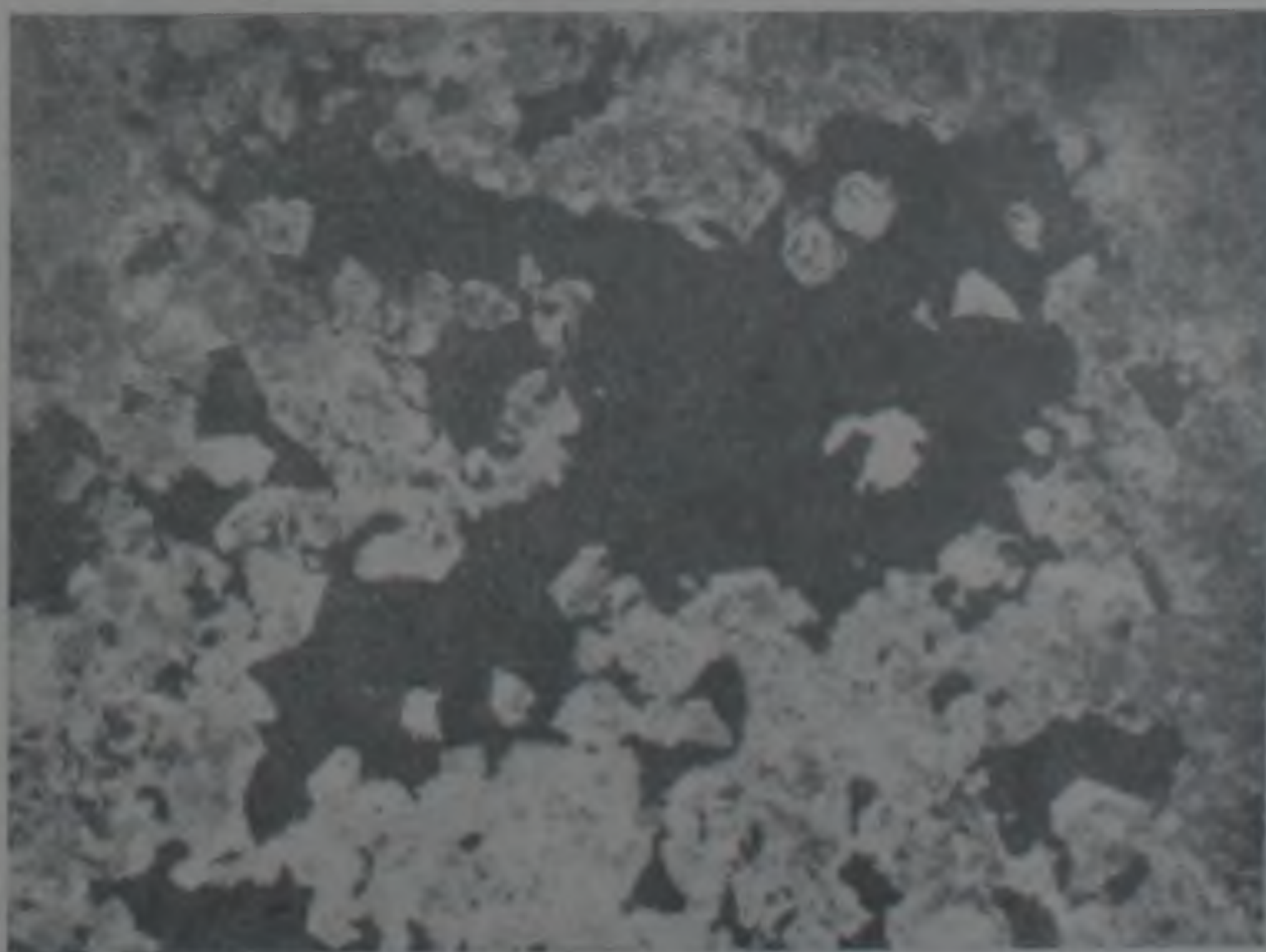
Калишпатизация развивалась в условиях проявления как диффузионного, так и инфильтрационного метасоматоза.

В первом случае она образует небольшой ореол вокруг жилоподобных тел, прожилков и участков с брекчиевым оруденением (фиг. 4).



Фиг. 4. Полевошпатизация роговиков. Дастакертское месторождение

При инфильтрационном метасоматозе в условиях мощного просачивания гидротермальных растворов вдоль зон трещиноватости калишпатизация развивалась довольно интенсивно и при этом оруденение располагается только в пределах интенсивно калишпатизированных пород, заполняя пустоты в этих породах и промежутки между зернами калиевого полевого шпата, часто цементируя зерна последнего (фиг. 5).



Фиг. 5. Полевошпатизированные роговики с халькопиритом

На Агаракском месторождении калишпатизация также проявляется в связи с ранней калишпатовой стадией минерализации, но не имеет большого площадного распространения.

Изучение изменения баланса вещества при калишпатизации показало, что при этом происходит не только интенсивный вынос Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , но также и интенсивный привнос SiO_2 , K_2O и Na_2O .

Окварцевание наиболее сильно проявлено на Джиндаринском месторождении, где оно тесно связано с одной из наиболее ранних стадий минерализации—кварц-халькопирит-борнитовой. Здесь степень окварцевания вмещающих пород гранодиорит-порфиров находится в прямой зависимости от интенсивности оруденения. Наиболее интенсивно измененные породы сложены главным образом метасоматическим кварцем, в котором отмечаются реликты минералов вмещающих пород, главным образом плагиоклаза. В менее интенсивно измененных породах отмечаются серицит и хлорит. Процесс окварцевания обычно начинается с замещения основной массы гранодиорит-порфиров, но при дальнейшем развитии процесса замещаются и вкрапленники.

Изучение баланса выноса и привноса вещества показало, что при окварцевании гранодиорит-порфиров происходит интенсивный вынос Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , но взамен отмечается значительный привнос SiO_2 , Fe_2O_3 , Cu , S . Высокое содержание Fe_2O_3 в окварцованных гранодиорит-порфирах вызвано повышенной концентрацией халькопирита в этих породах.

Окварцевание проявляется и на Дастакертском месторождении в связи с кварц-полевошпат-халькопиритовой стадией. Это изменение здесь проявляется только в гранодиоритах, в то время как с аналогичной минерализацией в роговиках возникает кварц-полевошпатовое изменение. При окварцевании гранодиоритов происходит значительный вынос Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и привнос SiO_2 . Такое различие состава окolorудного изменения в связи со сменой состава вмещающих пород в пределах одного минерального комплекса связано с повышением концентрации щелочей в более основных породах (роговики).

Биотитизация имеет весьма ограниченное развитие и отмечается на Джиндаринском и Каджаранском месторождениях.

На Джиндаринском месторождении она ассоциирует с магнетитовой стадией минерализации. Биотитизация проявляется вокруг метасоматических гнездообразных выделений магнетита и при этом отмечаются тесные срастания магнетита с биотитом.

На Каджаранском месторождении отмечается разновидность биотитизации, которая проявляется избирательно только в породах определенного состава. Это—биотитизация, развитая в дайках микромонцитов вдоль кварц-сульфидных прожилков, пересекающих их. Как только прожилки выходят из дайки, исчезает и ореол биотитизации. Среди кварц-сульфидных прожилков, пересекающих микромонциты и сопровождающихся биотитизацией, отмечаются прожилки почти всех продуктивных стадий (кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой). Мощность биотитизации в микро-

монцонитах различная—от тонкой каемки биотита до полосы в 2—3 см, развитой вдоль прожилка (фиг. 6).



Фиг. 6. Каемка биотитизации вокруг кварц-молибденит-халькопиритового прожилка в дайках микромонцонитов.

Под микроскопом биотитизированная порода характеризуется неравномернoзернистой структурой, слагается биотитом, плагиоклазом, роговой обманкой, калишпатом, кварцем, магнетитом, апатитом. Изучение баланса вещества показало, что при биотитизации микромонцонитов в основном происходит вынос SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO и привнос Al_2O_3 , FeO , MgO и конституционной влаги. Количество щелочей K_2O и Na_2O остается без изменения.

Серицитизация широко проявляется при околорудном изменении вмещающих пород и имеет важное значение на всех медно-молибденовых месторождениях Зангезурского рудного района. Серицитизация особенно интенсивно проявляется в связи с формированием главных продуктивных стадий минерализации и типична для среднетемпературных условий.

Серицитизация возникает как в связи с инфильтрационным, так и в связи с диффузионным метасоматозом. При инфильтрационном метасоматозе, когда происходит интенсивное просачивание потока гидротермальных растворов вдоль разрывов, сопровождаемых широкими и протяженными зонами дробления, отмечается площадное, довольно однородное интенсивное изменение вмещающих пород. Такие мощные и протяженные зоны серицитизации возникают в связи с формированием кварц-халькопиритовой стадии минерализации на Каджаранском и Агаракском месторождениях. В таких зонах халькопирит относительно равномерно рассеян во вмещающих породах и тесно срастается с серицитом и кварцем и, как правило, цементирует и разъедает их, что говорит о строгой последовательности образования этих минералов.

При диффузионном метасоматозе серицитизированная порода образует ореол вдоль рудоносных жил и прожилков, развивающихся симметрично по обе стороны от них и обычно имеет небольшую мощность, которая обычно не превышает 10 см. Граница с несерицитизированными породами обычно довольно отчетливая и четкая.

Изучение измененных серицитизированных пород вдоль кварцеворудных прожилков показало наличие в поперечном сечении зональности развития минеральных ассоциаций. Непосредственно у прожилков измененные породы представлены кварц-серицитовой ассоциацией, по мере удаления от прожилка отмечается более слабая серицитизация и при этом устанавливается серицитообразование за счет биотита. Далее, уже ближе к границе серицитизации, с неизмененными монцонитами отмечаются пятнистые выделения карбоната, развивающиеся по биотиту и роговой обманке. Серицит в количественном отношении уступает всем остальным минералам. По биотиту образуется бесцветный хлорит, который является одним из главных минералов указанной зоны, хотя и присутствует в небольшом количестве.

Зональность околорудно-измененных пород выражается в убывании интенсивности серицитизации по мере удаления от путей движения гидротермальных растворов. Это характерно для ряда продуктивных стадий многих месторождений. Изучение химизма пород при серицитизации показало, что при этом происходит вынос Al_2O_3 , FeO , MnO , CaO , MgO , Na_2O и обогащение измененных пород SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , S , H_2O и некоторыми другими компонентами.

Карбонатизация является характерным типом изменения вмещающих пород медно-молибденовых месторождений, а карбонатизированные породы занимают значительное место среди измененных пород ряда месторождений (Каджаран, Дастакерт, Джиндара). Карбонатизация проявляется в виде ореола вдоль относительно крупных карбонатных жил и прослеживается в сторону от них на расстоянии 25—30 см. В зоне прожилков отмечается площадная карбонатизация вследствие слияния ореолов карбонатизации. Интенсивность карбонатизации также проявляется в широком интервале вплоть до нацело карбонатизированных пород, в основном состоящих из карбоната с редкими реликтами первичных минералов плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пирита. Структура интенсивно карбонатизированных пород обычно мозаичная, обусловленная полигональным очертанием выделенного карбоната.

В интенсивно карбонатизированных породах слагающие минералы представлены в следующих процентных соотношениях: карбонат 50%, плагиоклаз 30%, кварц 10%, пирит 5%, темноцветные 5%.

В процессе карбонатизации происходит значительный вынос SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и привнос Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO .

Халцедонизация вмещающих пород установлена только на центральном участке Каджаранского месторождения и проявляется по крупным гранодиорит-порфировым дайкам. Текстура халцедони-

зированных гранодиорит-порфиров обычно напоминает брекчиевую, обусловленную наличием остатков первичных пород в массе мелкозернистого халцедона. Халцедонизация начинается с замещения основной массы гранодиорит-порфира.

Нередко в породе сохраняются нетронутыми порфировые вкрапления плагиоклаза.

При халцедонизации происходит интенсивный вынос почти всех компонентов TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , K_2O и Na_2O , но взамен этих компонентов привносится SiO_2 и влага.

Каолинизация проявляется в пределах рудных полей довольно широко и занимает местами значительные площади. Площади каолинизированных пород тесно связаны с крупными зонами дробления и полями развития даек. На Каджаранском месторождении каолинизированные породы развиваются вдоль крупных даек гранодиорит-порфиров, а также вдоль крупных жил и рудоносных штокверковых зон, образуя протяженные и мощные зоны измененных пород. Некоторые исследователи [1] наблюдаемую каолинизацию относят к гипергенным процессам, обусловленным просачиванием поверхностных вод вдоль минерализованных зон даек и крупных нарушений. Увеличение площадей каолинизированных пород с глубиной, экранирование их пологими структурами и дайками позволяют сделать вывод о гипогенном происхождении каолинизации. Интенсивно каолинизированные монцониты сложены в основном глинистыми минералами, карбонатами, бесцветным хлоритом, кварцем. Отмечаются реликты калиевого полевого шпата и серицита.

Из акцессорных минералов присутствует апатит.

Первичная структура монцонитов, как правило, не сохраняется. Глинистые минералы и карбонат составляют фон породы и находятся в тесном срастании друг с другом.

Изучение изменения химического состава монцонитов на Каджаранском месторождении при каолинизации показало, что при этом происходит интенсивный вынос SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O . В сильно каолинизированных монцонитах отмечается несколько повышенное значение Al_2O_3 и H_2O .

Таким образом, анализируя материал по дорудным и околорудно-измененным породам медно молибденовых, свинцово-цинковых и золото-полиметаллических месторождений Зангезура, можно сделать следующие выводы:

1. Процесс минерализации в пределах этих рудных полей начинается формированием гидротермально измененных пород, проявляющихся на довольно значительных площадях. При этом ранние пропилиты формируются вне связи с крупными разрывными нарушениями, в то время как вторичные кварциты локализуются в основном в разрывных нарушениях, сопровождаемых зонами дробления. После образования метасоматитов прерудного этапа, вызванного кислотным выщелачиванием, происходит формирование рудной минерализации и попутно с

ней околорудно-измененных пород, сопровождающих формирование минеральных комплексов.

2. Околорудно-измененные породы на медно-молибденовых месторождениях тесно связаны с формированием минеральных комплексов. Каждый минеральный комплекс, или стадия минерализации, сопровождается характерным для него околорудным изменением.

3. В ходе развития гидротермального процесса в пределах отдельных рудных полей отмечается последовательное изменение типов околорудно-измененных пород от более высокотемпературных до относительно низкотемпературных.

Наиболее высокотемпературными изменениями, связанными с ранними стадиями минерализации, являются полевошпатизация, биотитизация и окварцевание. С более поздними продуктивными стадиями минерализации связываются среднетемпературные изменения, в основном серицитизация. Поздним пострудным стадиям отвечают карбонатизация, халцедонизация, каолинизация. Таким образом, соответственно с последовательной сменой стадий минерализации от высокотемпературных к низкотемпературным меняется и состав околорудно-измененных пород.

4. Установлено, что на различных месторождениях отдельные сходные продуктивные стадии минерализации, или минеральные комплексы, сопровождаются существенно разными околорудными изменениями. Так, например, медное оруденение на Дастакертском месторождении сопровождается калишпатизацией, на Каджаранском и Агаракском—серицитизацией, а на Джиндаринском—окварцеванием.

Молибденовая минерализация на Дастакертском месторождении сопровождается серицитизацией, между тем как на Каджаранском, Агаракском и Айгедзорском месторождениях эта рудная стадия почти не сопровождается околорудным изменением.

5. В упомянутой выше последовательности образования измененных пород отмечается большая роль серицита. Серицитизация присуща значительному числу стадий минерализации; серицит присутствует во многих типах измененных пород. Такую устойчивость серицита, по-видимому, следует объяснить значительным температурным интервалом его образования.

6. Несмотря на то, что околорудное изменение проявляется в различных по составу породах (гранодиориты, роговики, монцониты, гранодиорит-порфиры, диабазы), тем не менее характер изменения в них сохраняется.

Некоторое отличие при серицитизации наблюдается в том, что в более основных породах (диабазы, габбро, монцониты) в ассоциации с ним наблюдается карбонат, между тем как в менее основных породах (роговики) карбонат развит в незначительном количестве, а в кислых породах (гранодиориты, аплиты) карбонат практически отсутствует.

7. Интенсивность проявления околорудно-измененных пород возрастает от ранних к поздним стадиям.

Вышеописанные типы изменений медно-молибденовых месторождений Зангезура весьма сходны с типами изменений, характерными для аналогичных месторождений других регионов.

Наиболее близкими по типам изменений являются американские медно-порфировые месторождения. По исследованиям Г. Шварца [11], на медно-порфировых месторождениях юго-западных штатов проявляются в основном четыре типа изменений, с которыми связано оруденение.

В таблице 3 приведены эти типы изменений и месторождения, в пределах которых они проявляются.

Таблица 3

Серицитовое и аргиллитовое изменение. Кварц имеет подчиненное значение	Кварц-ортоклазовое изменение	Кварц-серицит-пиритовое изменение	Биотитовое изменение
1. Моренси, Аризона	1. Багдад, Аризона	1. Инсперейши, Майами, Аризона	1. Бингем, Юта
2. Санта Рита (Чайно)	2. Ахо, Аризона	2. Рэй, Аризона	2. Эли, Невада
3. Кастл-Дом, Аризона, частично	3. Эли, Невада	3. Сакраменто Хил	3. Багдад, Аризона
4. Сан-Мануэль, Аризона	4. Бингем, Юта, частично	4. Бингем-Юта, частично	4. Сан-Мануэль, Аризона, частично
		5. Кастл-Дом, Аризона, частично	

Таким образом, вполне ясно, что на этих месторождениях отмечается большое разнообразие изменений. На некоторых же месторождениях, таких как Бингем, Кастл-Дом, Багдад, Эли, Сан-Мануэль характерны два или три типа изменений.

Необходимо отметить, что на некоторых месторождениях—Сан-Мануэль, Кастл-Дом и др., по данным С. Крисей [10], в периферийных частях отмечается пропилитизация вмещающих пород, представленных эпидотом, хлоритом, кальцитом, альбитом. Эта пропилитизация, очевидно, более ранняя, поскольку в центральных частях месторождения на них наложены более поздние изменения.

Позднее Ч. Мейер и Д. Хемли [4], характеризуя околорудные изменения медно-порфировых месторождений, приводят факты многостадийного околорудного изменения. В частности, для месторождения Бингем предполагается до семи стадий околорудных изменений. В этой же работе приводятся примеры связи различных типов изменений с различными минеральными ассоциациями. В частности, здесь приводится факт более позднего образования пиритовой минерализации, сопровождаемой серицитизацией по отношению к халькопиритовому, который также состоит из кварца, К-полевого шпата.

Аналогичные типы изменений характерны для Канадских месторождений, где также с различной интенсивностью проявляются различные типы изменений.

Из месторождений Советского Союза по особенностям гидротермально-измененных пород наиболее близко стоят медно-порфировые месторождения Казахстана и Узбекской ССР. На медно-порфировых месторождениях Казахстана (Коунрад, Сокуркой, Алтуайт, Борли, Карабас и т. д.) широко проявлены дорудные и окolorудные изменения, представленные вторичными кварцитами, а также калишпатизацией, эпидотизацией, хлоритизацией, турмалинизацией, серицитизацией и штокверковым окварцеванием.

В пределах Алмалыкского рудного поля широко развиты вторичные кварциты, а также эпидотизация, хлоритизация, ортоклазизация, серицитизация.

По данным некоторых исследователей, на этих месторождениях, так же как и на месторождениях Зангезура, вторичные кварциты по времени оторваны от рудного процесса и никакой роли в локализации оруденения не играли.

Некоторые же исследователи связывают оруденение непосредственно с образованием вторичных кварцитов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.XI.1972.

Կ. Ա. ՔԱՐԱՄՅԱՆ

ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈՒԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՄԻՆՉՀԱՆՔԱՅԻՆ ԵՎ ՄԵՐՉՀԱՆՔԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՎԱԾ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Զանգեզուրի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում ներփակող ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունները լայն տարածում ունեն:

Հոդվածում տրվում է ետմագմատիկ և հիդրոթերմալ պրոցեսների դասակարգումը: Առանձնացվում են մինչհանքային և մերձհանքային փոփոխված ապարների տիպեր: Մինչհանքային փոփոխված ապարներից են պրոպիլիտները և երկրորդային բվարցիտները: Մերձհանքային փոփոխված ապարներն ավելի խայտարղետ են: Առանձնացվում են կալիշպատացված, բվարցացած, բիոտիտացված, սերիցիտացված, կարբոնատացված, խալցեդոնացված և կաոլինացված մերձհանքային փոփոխված ապարներ:

Փոփոխված ապարների նշված տիպերը շատ նման են աշխարհի տարբեր շրջանների (Ղազախական ՍՍՀ, Ուզբեկական ՍՍՀ, Ամերիկայի Միացյալ Նահանգներ, Կանադա, Հարավային Ամերիկա) պղինձ-պորֆիրային հանքավայրերի նույնատիպ փոփոխված ապարներին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Казарян А. Г. Об околорудно-измененных породах Каджаранского месторождения. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XI, №6, 1958.
2. Карамян К. А. Гидротермально измененные породы Дастакертского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, №5, 1959.
3. Карамян К. А. Контактново-метаморфические и метасоматические процессы Каджаранского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, №3, 1963.
4. Мейер Ч., Хемли Д. Околорудные изменения вмещающих пород. В кн.: «Геохимия гидротермальных рудных месторождений», М., 1970.
5. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
6. Мовсисян С. А. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1941.
7. Нурбаев З. М., Полетаев А. И. Новые данные о геологическом строении Коунрадского медно-порфирового месторождения. В сб.: «Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана». Алма-Ата, 1969.
8. Полетаев А. И., Пучков Е. В. Гидротермально-измененные породы медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана и их поисковое значение. Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.
9. Тулеганов Т. О пространственном соотношении метасоматически измененных пород и оруденения на примере Саук-Булакского рудного поля в Алмалыке. Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.
10. Creasey S. C. Some Phase relations in the hydrothermally altered rocks of Porphyry. Economic Geology, № 8, 1959.
11. Schwartz G. M. Hydrothermal alteration in the "porphyry copper" deposits. Econ. Geol., v. 42, № 4, 1947.

УДК 553.061

К. Ф. ОРФАНИДИ

О РОЛИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ОБРАЗОВАНИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальным растворам, деятельности которых обязано образование многочисленных рудных месторождений, издавна отводится особое внимание.

Состояние знаний в этой области определяется высказываниями В. Линдгрена, Л. Грейтона [2] и других зарубежных геологов, а также советских ученых—А. Г. Бетехтина [1] и других. Однако в этом вопросе имеется еще много субъективных воззрений и спорных положений.

Л. Грейтон, в частности, считает, что выделение рудного флюида приурочивается к концу активного магматического цикла и происходит из выделяющихся газов кислого состава в результате расщепления остаточной магмы. Затем, выйдя за пределы магмы, газы, конденсируясь, превращаются в жидкость.

А. Г. Бетехтин [1] полагает, что «движение гидротермальных растворов вдоль раскрывающихся трещин может иметь место в силу наличия разностей давления. Водоносные горизонты, залегающие на большой глубине, нередко находятся под большим давлением вышележащих пород, превышающим гидростатическое давление. Именно эта разность давлений вызывает подъем воды из водоносного горизонта, и чем больше эта разница в давлениях, тем стремительнее будет поток воды через данное сечение в единицу времени».

Из гидрогеологов проблемами гидротермальных растворов больше других занимался А. М. Овчинников [5], который гидротермальные растворы рассматривает как проявление сложных водонапорных систем земной коры, охватывающих интрузивные тела и вмещающие их осадочные образования. По его мнению, гидротермальные растворы представляют собой свободные гравитационные подземные воды, имеющие характер артезианских, напорных, трещинных вод, обладающих повышенной температурой (37—400°) и повышенным содержанием некоторых металлов, газов и др.

А. М. Овчинников различает два типа гидротермальных растворов. Одни из них образуются вне влияния магматических очагов, в областях нормального геотермического режима, которые предлагает назвать геотермальными. Другие связаны с магматическими очагами и являются типичными гидротермальными, представляющими собой восходящие газовые, насыщенные углекислотой, ионномолекулярные растворы. Изучение их циркуляции требует применения палеогидрогеологического метода анализа. Гидротермальные процессы, создающие рудные залежи, протекают в пределах водонапорных систем. В них

участвуют подземные воды различного происхождения—древнеседиментационные и инфильтрационные.

Существующие представления о гидротермальных растворах в значительной своей части носят чисто умозрительный характер и не базируются на фактических данных, а ведь этими высказываниями, строго говоря, и ограничиваются все теоретические соображения, с которыми до сих пор геологи-рудники подходят к вопросу о природе гидротермальных растворов. Естественно, возникает вопрос, можно ли строгую научную концепцию базировать на таких представлениях.

На наш взгляд, уже назрела необходимость обогатить учение о гидротермальных месторождениях современными достижениями научных дисциплин, изучающих подземные воды—гидрогеологии, гидродинамики и гидрогеохимии.

Рассмотрение природы гидротермальных растворов с позиций названных наук о Земле показывает, что само предположение о магме, как источнике гидротермальных растворов вне всякой связи с подземными водами земной коры, является метафизическим, поскольку оно исключает возможность познания их и решения вопроса о их природе на основе фактических данных.

В действительности, при внедрении интрузий в гидродинамическую систему земной коры, она не может оставаться изолированной от окружающей гидродинамической системы, если в ней содержатся какие-либо растворы и тем более находящиеся в активном движении.

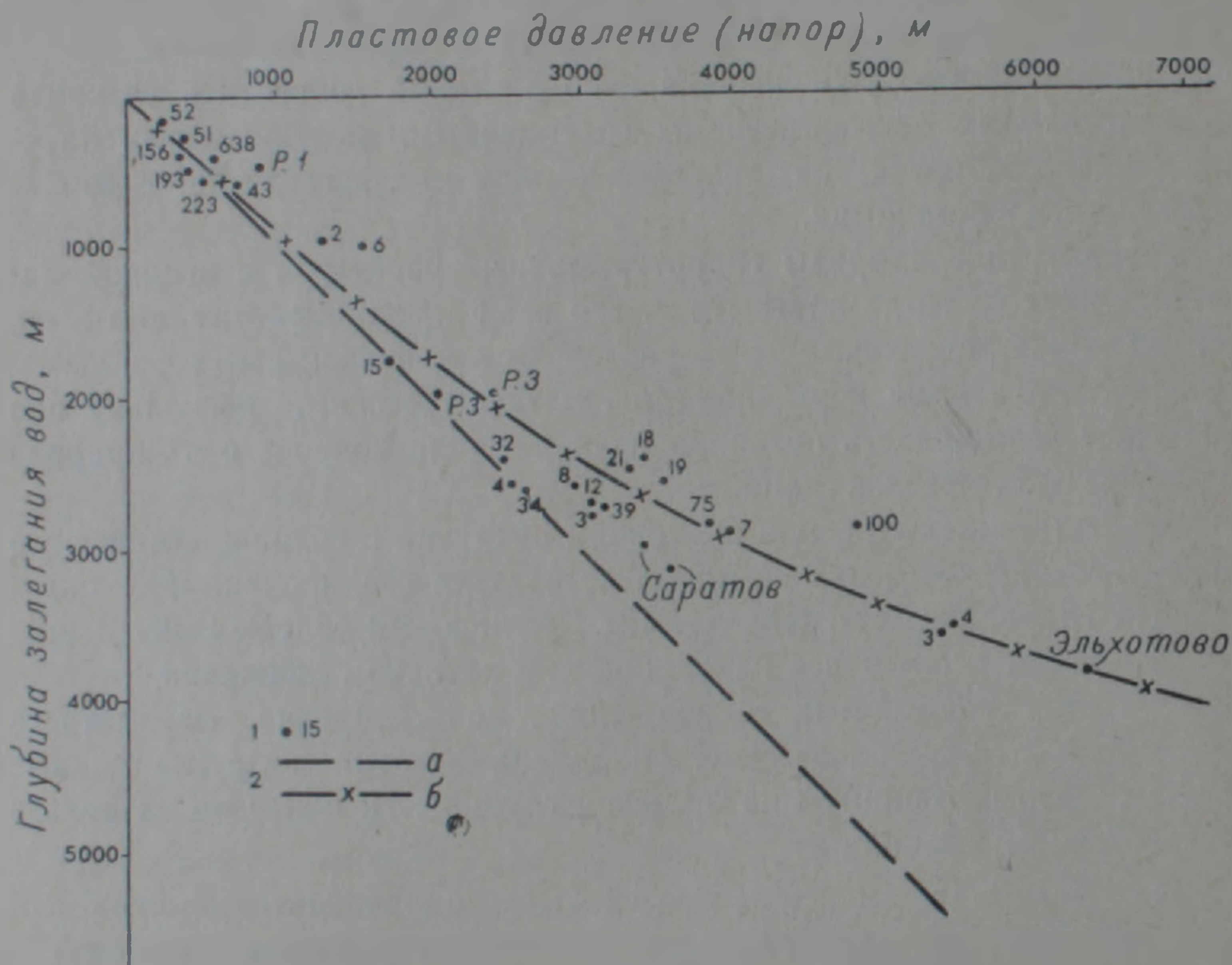
В свете изложенных соображений целесообразно рассмотреть имеющиеся гидрогеологические, гидродинамические и другие данные о водах, формирующихся на большой глубине, и показать их роль в интересующем нас плане.

По многим артезианским бассейнам устанавливается закономерное увеличение с глубиной гидростатического давления (напора) и температуры воды; чем глубже залегают породы, тем выше пьезометрический (напорный) уровень и температура вод, содержащихся в них, и тем больше гидростатическое давление, под которым находятся породы и воды.

Это известное явление нами проверено и подкреплено фактическими данными, полученными на основании анализа материалов по ряду артезианских бассейнов. На основе обработки фактических данных, опубликованных в работе И. Г. Киссина [3], и личных наблюдений составлен график зависимости пластового давления от глубины залегания водоносных пород (фиг. 1). Как видно из графика, величина гидродинамического (или гидростатического) напора часто достигает внушительных размеров. Например, для верхнемеловых пород Предкавказья отношение веса гидростатического столба жидкости (в скважинах глубиной от 400 до 4000 м) к глубине скважины колеблется от 1,3 до 1,75 или, иначе говоря, отношение веса жидкости на интервале этих глубин к весу столба пород составляет от 0,55 до 0,76. Эти дан-

ные показывают, что увеличение гидростатического напора с глубиной существенно снижает темп роста нагрузки на скелет пород.

С другой стороны, строение земной коры характеризуется определенной неоднородностью; по вертикали наблюдается чередование пород с резко различной проницаемостью, что обуславливает некоторую гидродинамическую изоляцию, т. е. относительную разобщенность между отдельными толщами пород. В результате этого в коре Земли



Фиг. 1. График зависимости пластового давления (напора) вод от глубины залегания их. Составил К. Ф. Орфаниди. 1—буровые скважины и их номера; 2—закономерности изменения давления вод: а) гидростатического, б) фактического, гидродинамического (пластового) напора.

возникает гидродинамическая зональность—напор нижележащих горизонтов всегда больше вышележащих слоев или горизонтов. Указанная гидродинамическая зональность является характерной чертой внешней оболочки Земли, составляющей единую планетарную гидродинамическую систему.

Отдельные геологи, иногда даже близко стоящие к проблеме гидротермального рудообразования, считают, что на больших глубинах пористость пород резко уменьшается или почти исчезает и породы становятся практически непроницаемыми и на этом основании делаются неправильные выводы. Так, например, А. А. Пэк [7] утверждает, что «по мере погружения на все большие глубины каркас пород постепенно становится неспособным противостоять нагрузке, вызванной весом вышележащих толщ, в результате чего пористость их должна прибли-

зиться к пористости интрузивных пород, т. е. снизиться до 0,2—1,5%». Такой вывод был бы правильным, если процесс сжатия пород на глубине уподобить сжатию под прессом. Однако, в природе явления протекают в совершенно иных условиях. В природных условиях сжатие пород, насыщенных водой, происходит в обстановке гидродинамического напора, действие которого направлено в сторону сохранения и даже увеличения пористости пород.

Нарастание гидростатического давления с глубиной и свойства горных пород и воды сжиматься под этим давлением обуславливают общую тенденцию—увеличение отношения объема пор, насыщенных водой, к объему твердой фазы (пород), по сравнению с тем, что имеется в условиях поверхности Земли. Это положение нами подробно не рассматривается, так как оно вытекает из гидродинамической теории упругого режима [9].

Так, на нефтяных месторождениях Восточного Предкавказья нефтеносные пласты нижнемеловых терригенных отложений на глубине 3300 м обладают пористостью, достигающей 21%¹. О том, что на таких и даже более значительных глубинах пористость терригенных пород часто не опускается ниже 10%, указывает и современная нефтедобывающая промышленность в Советском Союзе и за рубежом, которая эксплуатирует нефтеносные пласты, залегающие на глубине 5 и более км. Так, глубокая скважина, пройденная в станице Галюгаевской (Восточное Предкавказье), с глубины 5500 м вывела мощный фонтан воды с дебитом 1500 м³/сутки. Такие мощные притоки воды указывают на высокую проницаемость, а стало быть и пористость пород. И, наконец, еще один факт—сверхглубокая опорная скважина в Арал-Соре (на северном берегу Каспия) на глубине 6356 м вскрыла рыхлые слабосцементированные песчаники. Все это подтверждает вывод о том, что на больших глубинах, благодаря наличию гидродинамического напора, пористость пород сохраняется.

В. Н. Щелкачев [9], рассматривая упругий режим водонефтеносных пластов, указывает, что при снижении гидродинамического напора в скважинах происходит сильное уплотнение пород и резкое снижение их пористости, а при увеличении—наоборот. На этом свойстве водонапорных систем по существу основывается теория и практика эксплуатации нефтяных месторождений при поддержании пластовых давлений—законтурное и внутриконтурное обводнение нефтяных пластов.

Это обстоятельство дает основание полагать, что «эффективное» давление, под которым происходит уплотнение пород и уменьшение общей пористости, с глубиной перестает наращиваться. Другими словами, влияние глубины на уменьшение пористости сказывается только до определенной глубины, ниже которой пористость уже практически не уменьшается благодаря тому, что с глубиной происходит непрерывный рост внутрипластового (гидродинамического) давления. Причем, темп роста его выше, чем темп роста веса столба пород. Начиная с

¹ Заимствовано из материалов подсчета запасов нефти.

некоторой глубины, уплотнение пород происходит только за счет сжатия скелета, без сокращения порового пространства. Наличие условий, способствующих сохранению повышенной пористости на больших глубинах, имеет исключительно важное значение, особенно при возникновении тектонических разрывов, по которым может происходить разгрузка вод. Резкое снижение гидродинамического напора на этих участках приводит к локальному уплотнению водоносных пород, что может служить одной из причин возникновения дополнительных разрывов сплошности пород (тектонических трещин) с довольно значительными амплитудами смещения.

Таким образом, фактические гидрогеологические данные говорят о сохранении пористости и на больших глубинах, что имеет огромное теоретическое значение и меняет существующие представления о роли подземных вод на больших глубинах.

Другой важной особенностью земной гидродинамической системы является увеличение с глубиной температуры и общей газоносности. В частности, увеличение с глубиной газоносности в вулканических областях связано с активным выделением глубинных метаморфических газов, в основном CO_2 [6]. Повышение температуры и газоносности с глубиной, как известно, сопровождается увеличением давления насыщения, а это обстоятельство способствует проявлению упруго-газонапорного режима.

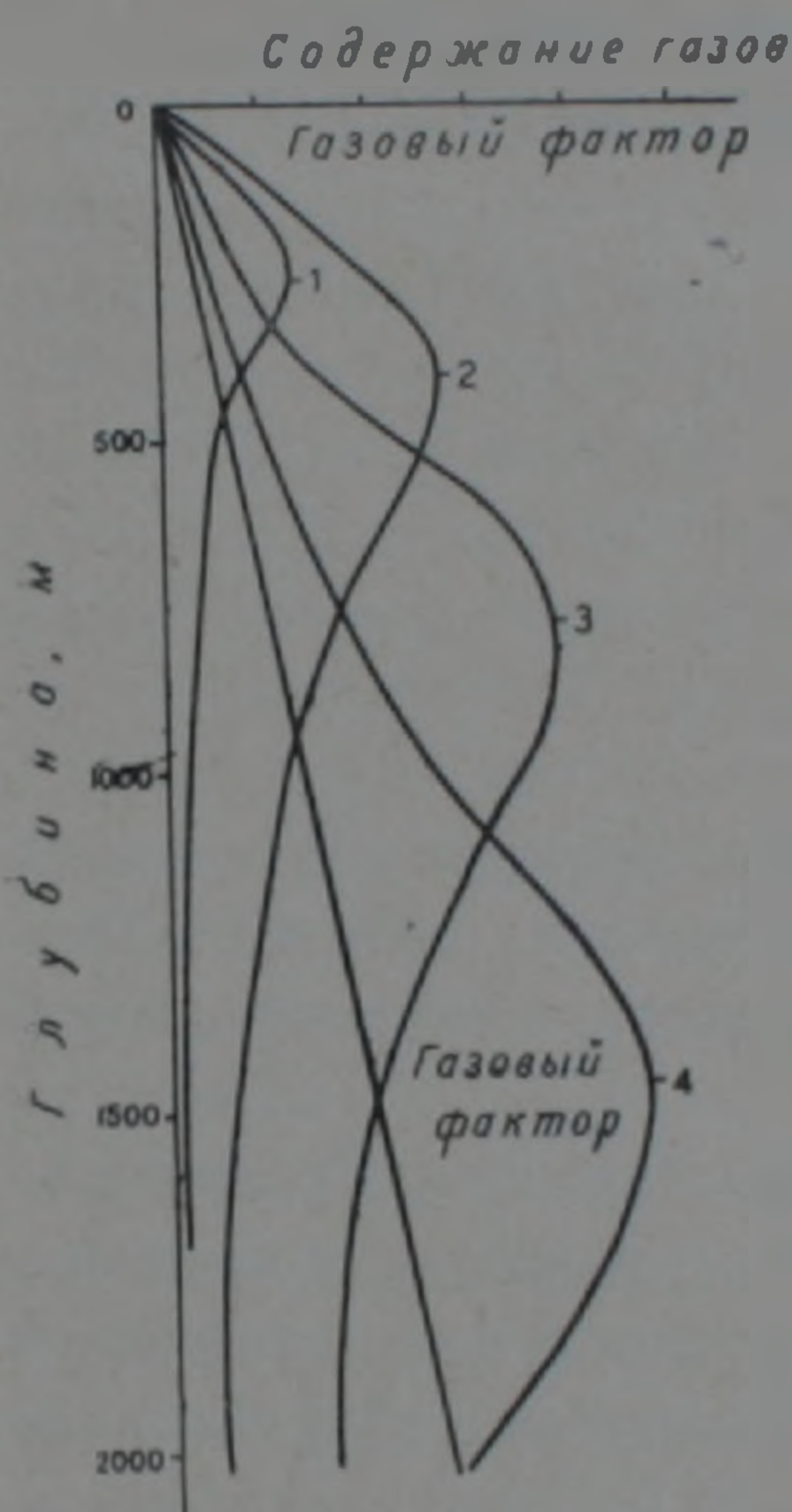
С глубиной, причем в прямой зависимости от давления, растет и газорастворяющая способность подземных вод, как это вытекает из закона Генри. В связи с этим каждая, более глубоко залегающая, зона земной коры обладает большим гидростатическим напором и соответственно большей способностью содержащихся в ней вод растворять газы. Вследствие этого и по ряду других причин с глубиной, как правило, растет общая газоносность пород и газонасыщенность вод.

Газоносность того или иного района формируется, как известно, в процессе геологического развития при постоянном взаимодействии различных эндогенных, экзогенных и биохимических явлений и факторов, служащих источником газов и миграции последних в земной коре. В результате разнообразных процессов, протекающих в земной коре, создается определенная зональность в пространственном распределении отдельных газов [8].

Согласно этой зональности газы (He , N_2 , O_2 , CH_4 и CO_2), развитые в земной коре, распределяются в строго определенном порядке. Такие газы, как He и N_2 —наиболее легкие и обладающие весьма низкой растворимостью в воде, накапливаются преимущественно в верхней части земной коры. Ниже располагаются ореол метана и еще ниже ореол углекислоты. Между этими зонами имеются области с переходным (смешанным) составом газов. Зональность эта в общих чертах характеризуется тем, что чем меньше коэффициент растворимости газа и чем легче газ, тем ближе к поверхности располагаются его максимальные концентрации и, наоборот, чем тяжелее газ и чем больше его раствори-

мость, тем ниже (глубже) находятся его максимальные концентрации. Сверху вниз будут последовательно располагаться максимальные концентрации He , N_2 , CH_4 и CO_2 при систематическом увеличении газового фактора (фиг. 2).

На основании имеющихся данных можно сделать вывод, что в вертикальном разрезе земной коры намечается довольно характерная геохимическая зональность в распределении газов (фиг. 2). Зональность эта обуславливается как физико-химическими и миграционными свойствами (диффузия и фильтрация) отдельных газов, так и геохимическими и геотермическими условиями, свойственными земной коре в том или ином районе.



Фиг. 2. Принципиальная схема распределения некоторых газов в земной коре (сост. К. Ф. Орфанди). Содержание газов: 1—гелия; 2—азота, 3—метана; 4—углекислоты; 5—газовый фактор (отношение объема растворенного газа к объему воды).

Отмеченная зональность находится в тесной связи с общеизвестным явлением дифференцированного дегазирования [10]. Чем меньше растворимость газа, тем раньше он выделяется при дегазации.

Вертикальная геохимическая зональность газов в сочетании с геолого-структурными условиями позволяет предполагать, что в приподнятых блоках, где явления дегазации развиты сильнее, ореолы легких газов легко разрушаются и к дневной поверхности подходят (поднимаются) ореолы более тяжелых газов, таких как CH_4 , CO_2 , характерных для нижних геохимических зон. В опущенных же блоках, где гидродинамический режим ослаблен, наоборот, создаются условия для сохранения ореолов легких газов, таких как N_2 и He .

Многие геологи полагают, что высокая концентрация рудных элементов в водах характерна только для «магматических» флюидов. Эти представления являются неправильными, так как даже в водах сравнительно неглубокой циркуляции, например в условиях Эльбрусской провинции углекислых вод, отмечаются очень высокие concentra-

ции некоторых рудных элементов. Так, в современных осадках (травертинах) одной группы углекислых источников в бассейне р. Уллу-Хурзук (правый приток р. Кубани) установлено присутствие: MnCO_3 —70%, FeCO_3 —8%, CaCO_3 —13%, MgCO_3 —8%, TiO_2 — $8 \cdot 10^{-2}$ %, P_2O_5 —0,56%, U — $3,6 \cdot 10^{-2}$ %. Химический состав углекислых вод, содержащих указанные рудные компоненты, характеризуется следующей формулой (по Курлову):

$$\text{CO}_{1,0}^2 \text{ M}_1 \frac{\text{HCO}^{95}}{\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{45}} = t - 9,5^\circ.$$

Другим примером высокого содержания рудных элементов могут служить термальные воды о. Челекен [4], представляющие собой рассолы хлор-кальциевого состава с минерализацией около 260г/л.

Содержание рудных элементов в этих водах иллюстрируется следующими данными:

$$\begin{aligned} \text{Pb} & - 10,7 \cdot 10^{-3} \text{ г/л}, \\ \text{Cu} & - 3,6 \cdot 10^{-3} \text{ г/л}, \\ \text{Zn} & - 5,3 \cdot 10^{-3} \text{ г/л}, \\ \text{Sn} & - 2,3 \cdot 10^{-3} \text{ г/л}, \\ \text{As} & - 6 \cdot 10^{-5} \text{ г/л}, \\ \text{Mo} & - 8 \cdot 10^{-6} \text{ г/л}, \\ \text{pH} & - 6; t - 92^\circ. \end{aligned}$$

Подобные рудоносные термы могут служить прекрасным источником для образования полиметаллического оруденения (Pb, Cu, Zn и др.) без привлечения особых условий и, в частности, внедрения интрузий.

Химический состав вод восходящих потоков (гидротерм) находится в тесной связи с конкретными геохимическими и гидрохимическими условиями, которые, в свою очередь, могут усложняться наложением совокупности процессов, возникающих при внедрении интрузий или формировании крупных тектонических узлов.

Кратко охарактеризовав зональность в распределении различных геологических факторов в земной коре, попытаемся рассмотреть их совокупности в геолого-структурном развитии земной коры.

Изложенное приводит нас к выводу о том, что возникновение тектонических узлов с повышенной проницаемостью в условиях нормальной гидродинамической зональности, в обстановке упруго-водонапорного и газонапорного режимов, создает благоприятную обстановку для перетекания вод из области с высокими гидростатическими напорами (т. е. с большими потенциальными запасами энергии) в область с меньшим давлением, чем создаются все необходимые предпосылки для возникновения на этих узлах восходящих потоков подземных вод. Для образования восходящих потоков вод весьма благоприятные условия возникают в газонасыщенной гидродинамической обстановке и особенно вблизи магматического очага (интрузии), где давление насыщения может возрастать до величин, превышающих гидростатическое давление. После этого начинает проявляться упруго-газонапорный

режим, придающий восходящему потоку воды более активный характер. С момента возникновения фильтрации воды, снизу начинает притекать тепло, под влиянием которого давление насыщения растворенных газов еще больше возрастает, что, в свою очередь, способствует усилению скорости восходящих потоков воды.

В свете изложенного возникновение восходящих потоков термальных вод или гидротерм в гидрогеологии не может рассматриваться иначе, как обычное явление, как свойство гидродинамической системы земной коры.

Формирование восходящих потоков подземных вод в различных геолого-структурных и гидрогеологических условиях происходит по-разному.

Возникновение тектонических узлов, по которым часто происходит внедрение интрузивных масс, в известном смысле следует рассматривать как создание аппаратов с восходящими токами подземных вод и, в частности, термальных вод глубокой циркуляции. Образование таких аппаратов вносит существенные изменения в гидродинамику и химизм пластовых и пластово-трещинных вод окружающей местности. Эти участки, т. е. тектонические узлы, обычно становятся очагами активной разгрузки вод, куда устремляется интенсивный поток вод с окружающей водонапорной системы. Такое направленное движение подземных вод к узлам разгрузки, пространственно часто совпадающее с участками внедрения интрузии, определенным образом перестраивает существовавший к этому моменту гидродинамический план всего района, ускоряет движение подземных вод и активизирует их геохимическую деятельность.

Гидрохимическая активность подземных вод в этих условиях зависит как от химического состава вод напорной системы, в которую внедряются интрузии или образуются тектонические узлы, так и от характера воздействия на породы интрузивных тел и сопровождающих их продуктов магматизма.

С изменениями химического состава подземных вод во вмещающих породах следует связывать и этапность в минералообразовании при гидротермальном рудообразовании. Этапы минералообразования, наблюдающиеся в гидротермальных процессах, могут быть объяснены следующим образом.

В начальной стадии гидротермального процесса к тектоническим узлам поступают воды из нижней гидродинамической зоны, которая обычно характеризуется сильно восстановительными свойствами. Растворами такого состава могут переноситься химические элементы, подвижные в низковалентной форме. В этой обстановке могут образовываться различные сульфидные руды, в том числе и высокотемпературные и бескислородные минералы. По мере разгрузки пластовых вод из вмещающих пород (системы) к интрузии поступают воды с менее восстановительными свойствами, а в последнюю стадию—подходят воды из окислительной среды, т. е. из области питания, с высоким E_h .

которые благоприятны для миграции элементов, подвижных в окислительной обстановке и, в частности, такого элемента, как уран. Таким образом, можно легко убедиться в том, что последовательность изменения химического состава подземных вод, поступающих к интрузивным телам, достаточно хорошо согласуется с общеизвестной схемой минералообразования.

Из приведенных гидрогеологических данных и соображений следует весьма важный вывод. Масштабы и характер гидротермального оруденения в значительной мере определяются размерами водонапорной системы (артезианского бассейна), куда внедряется интрузия, химическим составом вод и пород этой системы.

Ход гидротермальных процессов зависит от очень многих обстоятельств: геологической обстановки, рудоносности и химического состава интрузий и окружающих их осадочных пород, структурных особенностей, а также и частных гидрогеологических, гидрохимических и гидродинамических условий. Характер гидротермальных процессов и масштаб их в значительной мере определяются своеобразием гидрогеологических условий, существовавших в районе внедрения интрузии, т. е. палеогидрогеологическими условиями.

Изложенные выше соображения говорят о необходимости более углубленного изучения гидротермальных процессов уже с позиций гидрогеологии и исторической последовательности развития и генетической связи со средой, окружающей интрузии. Всякий иной подход, рассматривающий гидротермальные процессы изолированно, без учета гидрогеологических условий, существовавших в период проявления этих процессов, является механическим и поэтому не может способствовать познанию этих явлений.

Внедрение магматических (интрузивных) тел в толщу пород, в которых исторически сформировались определенные гидрогеологические, гидрогеохимические и гидродинамические условия, вносит коренные изменения в них. Первопричиной этих изменений являются участки внедрения интрузии, ставшие очагами, куда устремляются потоки напорных вод из окружающей среды. При этом, чем глубже залегает водоносный горизонт, тем больше резка напоров и тем, стало быть, при прочих равных условиях, активнее будет происходить разгрузка вод. Это явление, обусловленное свойствами самой гидродинамической системы земной коры, является неизбежным, поэтому нельзя понять сущность и ход, а также причины, управляющие гидротермальным процессом, не разобравшись в гидрогеологической обстановке, в которой протекают эти процессы. Возникает необходимость в выяснении не только характера изменений, которые вносятся внедрившейся интрузией в окружающую обстановку, но и обратное—влияние воздействия окружающей гидродинамической обстановки на ход гидротермальных процессов.

Большие размеры водонапорных систем и однородный химический состав их вод будут способствовать постоянству режима гидротермальных процессов, а малые водонапорные системы с пестрым химическим

составом вод, наоборот, будут изменять их режим. Отсюда следует, что чем более водоносными являются вмещающие породы, тем лучше предпосылки для притока (питания) гидротермальных растворов. Если же интрузии внедряются в неводоносные глинистые толщи, то притока вод со стороны не будет и гидротермальные процессы будут слабо или совершенно не проявлены. Следовательно, исходя из гидрогеологических особенностей районов, можно наметить и некоторые критерии для оценки перспективности интрузий на возможность формирования гидротермальных месторождений.

Резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Подземная гидросфера представляет собой упруго-водонапорную систему с выраженной вертикальной гидродинамической зональностью. Главным элементом этой зональности является наличие градиента гидростатического напора—увеличение напора подземных вод с глубиной над условной плоскостью сравнения. Упруго-водонапорный режим, свойственный подземным водам земной коры, благоприятствует сохранению на больших глубинах высоких (до 20%) значений эффективной пористости и активному участию подземных вод в различных процессах.

2. Существование в упруго-водонапорной системе земной коры градиента гидростатического напора создает в зонах и узлах пересечения глубинных тектонических разломов предпосылки для образования восходящих потоков подземных вод, действующих в основном за счет упругой энергии пород и вод.

3. Химический состав вод восходящих потоков—гидротермальных растворов находится в тесной связи с частными и общими геохимическими условиями и в значительной степени зависит от характера воздействия на водовмещающие породы глубинных процессов и магматических агентов, сопровождающих внедрение интрузивных тел.

4. Возникновение магматических аппаратов в тектонически ослабленных узлах резко изменяет региональные гидродинамические и гидрогеохимические условия. Под влиянием этих изменений создаются предпосылки для усиления движения подземных вод и активной миграции химических элементов к очагам разгрузки вод. Характер гидротермальных процессов, их масштаб и состав образующихся минералов в значительной степени определяются химическим составом, физико-химическими свойствами вод и водообильностью окружающих пород. Гидротермальную деятельность нужно рассматривать как совокупность явлений, происходящих не только в пределах отдельных интрузий и тектонических узлов, но и на всей территории, прилегающей к этим участкам.

5. Активизация режима подземных вод, связанная с внедрением интрузивных тел, имеет важное значение не только для проявления гидротермальных процессов, развивающихся вблизи магматических очагов, но и служит одним из ведущих факторов регионального эпиге-

неза (метаморфизма) осадочных пород, обусловленного геохимической деятельностью подземных вод.

6. Разработка проблемы гидротермальных процессов с учетом данных гидрогеологии—на основе реконструкции палеогидрогеологических условий и их эволюции в историческом аспекте, позволит поднять теоретический уровень учения о гидротермальных месторождениях и повысить достоверность их прогнозирования.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 26.III.1973.

Կ. Ֆ. ՕՐՖԱՆԻԴԻ

ՀԻԴՐՈԹԵՐՄԱԼ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՄԵՋ ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ԶՐԵՐԻ ԴԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ս. մ փ ո փ ու մ

Հնդարձակ փաստացի նյութի հիման վրա հաստատվում է ստորերկրյա ջրերի հիդրոդինամիկ ճնշման, զազատարության, ջերմաստիճանի ու քիմիական կազմի աճն ըստ խորության, ինչպես նաև մեծ խորություններում ապարների էֆեկտիվ ծակոտկենության զգալի պահպանումը:

Հիմնվելով այդ օրինաչափությունների վրա, որոնք բնորոշ են երկրակեղևի առաձգական-ջրաճնշիչ սիստեմի համար, հեղինակը բացատրում է թերմալ ստորերկրյա ջրերի վերրեթաց հանքառաջացնող հոսքերի առաջացման մեխանիզմը և ապացուցում է նրանց մասնակցությունը օգտակար հանածոների հիդրոթերմալ ծագման հանքավայրերի ձևավորման մեջ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г. Некоторые соображения о причинах движения гидротермальных растворов. Зап. ВМО, ч. XXXI, №1, 1952.
2. Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. Гостехиздат, 1946.
3. Киссин И. Г. О гидродинамических и гидрохимических особенностях водоносных горизонтов мезозойских отложений Восточного Предкавказья. ДАН СССР, т. 134, №1, 1960.
4. Лебедев А. М., Бугельский Ю. Ю. Рудоносные термы о. Челекен. Докл. сов. уч., МГ Конгресс, XXXIII сессия, 1968.
5. Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных месторождений. БМОИП, т. XXXII (5), 1957.
6. Орфаниди К. Ф. Углекислота в подземных водах. ДАН СССР, т. 115, №5, 1957.
7. Пэк А. А. К вопросу о причинах движения гидротермальных растворов. Геол. рудн. местор. т. VII, №3, 1965.
8. Соколов В. А. Теоретические основы образования месторождений нефти и газа. Сб. «Генезис нефти и газа», «Наука», 1968.
9. Щелкачев В. Н. Разработка нефтегазоносных пластов при упругом режиме. 1959.
10. Якуцени В. П. Геохимия гелия. «Наука», 1968.

УДК 551.49:553.7

Э. С. ХАЛАТЯН

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГИДРОХИМИИ АРМЯНСКОЙ ССР В СВЯЗИ С РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ НЕКОТОРЫХ МИКРОКОМПОНЕНТОВ В МИНЕРАЛЬНЫХ ВОДАХ

Основные сведения по гидрогеологии Армянской ССР содержатся в монографиях А. П. Демехина [4], Н. И. Долухановой [5], А. А. Тер-Мартirosяна [10], К. Н. Паффенгольца [9], А. Т. Асланяна [1], Л. Н. Барабанова [2] и в многочисленных статьях и рукописях (В. А. Аветисян, А. Л. Ананян, А. Е. Амирян, В. Т. Вегуни, С. П. Бальян, Э. С. Халатян и мн. др.).

Сложнейшие гидрогеологические условия Армянской ССР обусловлены разнообразием физико-географических условий, характеризующихся четкой вертикальной поясностью, отраженной в рельефе, количестве атмосферных осадков и их составе, распределении температур, величинах поверхностного стока, почвенно-растительном покрове, а также особенностями геологического строения и металлогении.

История формирования современной сложнопостроенной многоярусной структуры охватывает большой отрезок времени—от докембрия—нижнего палеозоя до современной эпохи включительно.

А. Т. Асланян [1] в пределах Армянской ССР выделяет три оротектонических пояса: 1. Антикавказский, включающий Прикуринскую мегасинклинальную и Алавердскую мегаантиклинальную тектонические зоны. 2. Севанский, состоящий из мегасинклинальной Присеванской осевой зоны, Ахтинской мегаантиклинальной зоны, в которые на юге вклинивается Кафанская моноклиналичная зона. 3. Араксинский, включающий Приараксинскую мегаантиклинальную и Ереванскую мегасинклинальную зоны.

По А. А. Габриеляну [3], Малый Кавказ делится на три структурно-формационных комплекса: 1) раннеальпийской (киммерийской) складчатости (Сомхето-Кафанская зона), 2) средне-альпийской складчатости (Аджаро-Триалетская и Центрально-Армянская или Севано-Ширако-Ордубадская зона), 3) позднеальпийской или верхнеальпийской складчатости (Приараксинская зона). Эти комплексы отличаются друг от друга стратиграфическими разрезами, возрастом и типом складчатости, магматизмом и металлогенией, характером гравитационного поля и др.

Геотектонические комплексы соответствуют структурно-металлогеническим зонам, выделенным И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном [8]. Ими установлено, что для киммерийской складчатости в основном характерно медное и серноколчеданное оруденение, а в области средне-

альпийской складчатости находится Памбак-Зангезурская металлогеническая зона, где особенно широко развито медно-молибденовое ору-денение (в последние годы выявлено и золоторудное).

В Приараксинской тектонической зоне развиты соленосные отло-жения и почти нет магматогенных месторождений.

Структурные комплексы ограничиваются продольными (Севан-ским, Анкавано-Сюникским и Приараксинским—Ереванским по А. Т. Асланяну)¹ глубинными разломами, контролирующими формации горных пород, изменения мощностей, металлогенические особенно-сти, сейсмическую активность, магматизм и др.

Наряду с основными гидрогеологическими структурами—гидро-геологическими массивами и артезианскими бассейнами—в пределах Армянской ССР представляется возможным выделить и промежуточ-ные структуры—адмассивы и адбассейны (в понимании И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина).

Границы отдельных бассейнов очерчиваются по пьезоизогипсам, но их можно установить и по тектоническим и орографическим при-знакам.

Н. И. Долуханова и Н. И. Толстихин [5] выделяют в Армянской ССР ряд вулканогенных супербассейнов. Более детальное гидрогеоло-гическое районирование позволит выделить также подтипы супербас-сейнов, расчленив их на воды вулканов, долинных лавовых потоков, вершинных плато, вулканических поднятий.

В Армянской ССР известны артезианские бассейны с нормальным гидрохимическим разрезом, где минерализация подземных вод увели-чивается с удалением от областей питания и с глубиной меняется от пресных к соленым и некрепким рассолам, что сопровождается измене-ниями солевого и газового состава.

В Армянской ССР в общем плане с глубиной наблюдается смена гидрокарбонатных кальциевых вод гидрокарбонатными натриевыми, а далее—гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми и хлоридно-гидро-карбонатными натриевыми (расстановка анионов и катионов принята от наибольших к наименьшим).

Примерная схематическая зональность минеральных вод представ-лена в табл. 1.

Вследствие неотектонических движений в отдельных гидрогеологи-ческих структурах наблюдаются отклонения от рассмотренной зональ-ности.

Соленосные породы, развитые в Армянской ССР, также наклады-вают свой отпечаток на зональность, создавая аномальные гидрохими-ческие разрезы (Ереванский грабен-синклинорий, Арааратский бассейн и др.).

¹ Известны разногласия в выделении отдельных тектонических зон глубинных разломов и в их наименовании (А. Т. Асланян, 1958, стр. 272, А. А. Габриелян, 1968, стр. 58).

Таблица 1

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АРМЯНСКОЙ ССР

Гидрохимические зоны	Тектонические области	Тип воды	Источники	Водовмещающие породы
I Зона Минерализация до 5 г/л Преимущественно холодные (тах $t 26^{\circ}\text{C}$)	Раннеальпийская складчатость и область питания артезиан- ских бассейнов средне- и поздне- альпийской складчатости	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$	Арарат, Арени, Татев и др.	Карбонатные породы
		$\text{HCO}_3\text{-Mg}$	Севкар, Ноябрьск, Зод	Доломиты, основные и ультраосновные породы
		$\text{HCO}_3\text{-SO}_4$ разного катионного состава	Алаверди, Мартуни, Лернашен	Гидротермально изменен- ные породы и зоны с суль- фидной минерализацией
II Зона Минерализация до 10 г/л Встречаются субтермальные и тер- мальные (тах $t 64^{\circ}\text{C}$)	Средне- и позднеальпийская складчатость	$\text{HCO}_3\text{-Na}$	Бжни, Арзакан, Дили- жан	Метаморфические поро- ды и эффузивы
		$\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$	Анкаван, Личк, Карашен	Метаморфические породы, песчано-глинистые породы
		$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$	Джермук, Дали, Гридзор	Изверженные, вулканоген- но-осадочные породы
III Зона Минерализация до 100 г/л Встречаются субтермальные и тер- мальные (тах $t 83^{\circ}\text{C}$)	Средне- и позднеальпийская складчатость	$\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$	Горбатех, Ехегис, Саят- Нова	Вулканогенно-осад. чные породы
		$\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$	Азатаван, Двин, Кара- Калл	Терригенно-карбонатные флишевые фации (даный- палеоцен и эоцен)
		Cl-Na	Арзни, Птгни, Раздан	Соленосные породы

Соответствие геотектонических комплексов структурно-металлогеническим зонам [8] накладывает существенный отпечаток на химизм и обогащенность микроэлементами подземных вод соответствующих зон и в некоторой степени предопределяет горизонтальную гидрохимическую зональность Армянской ССР.

Продольные глубинные разломы—Севанский, Анкавано-Сюникский и Ереванский, разделяющие отдельные тектонические зоны Армении, имели исключительно большое значение, контролируя магматизм и эндогенную минерализацию, гидрогеологические и гидрохимические показатели отдельных зон. Так, например, Анкаван-Сюникский глубинный разлом отражает север-северо-восточную границу распространения средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений и очерчивает южную границу Сомхето-Кафанской эвгеосинклинальной зоны [3]. Близ зоны этого разлома, как и южнее нее, были обнаружены углекислые хлоридные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые источники, отличающиеся порою сравнительно высокой бороносностью, обогащенные также редкими щелочами. Нами подмечено, что не повсеместно гидрокарбонатно-хлоридные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые источники обогащены бором, редкими щелочными элементами, а только на тех участках, где породы также обогащены этими элементами.

Дополнительным источником этих элементов могут быть отдельные минералы. Так, например, в пределах Мегринского (Зангезурского) гидрогеологического массива такими минералами являются датолиты. Нами прогнозируется датолитовая минерализация и близ выходов бороносных вод Ехегиса и Горбатеха, где выделяются карбонатизированные цеолитизированные участки. Среди отобранных нами минералов А. Х. Мнацаканян определила кальцевые цеолиты и апофиллит, ассоциирующие обычно с датолитами.

Нами была подмечена возможная парагенетическая связь выходов гидрокарбонатно-хлоридных натриевых и хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод, обогащенных бором, литием, рубидием, цезием с зонами глубинных разломов и областями развития щелочного и субщелочного третичного магматизма.

Мы не склонны приписывать этим элементам ювенильное происхождение. Обычно при объяснении генезиса минеральных вод многих районов Армении значительная роль отводится четвертичному вулканизму.

С вулканическими явлениями и отдельными центрами извержений, в частности, связывается часто присутствие в минеральных водах многих летучих компонентов. В. И. Кононов [7], на основании данных Л. Н. Барабанова [2], выводит химическую зональность минеральных вод, ставя ее в зависимость от близости к отдельным четвертичным вулканам Айоцдзора, что нашими геологическими наблюдениями не подтвердилось [13]. По мнению некоторых исследователей, сульфатные воды должны располагаться близ вулканов—Джермукский кратер, а гид-

рокарбонатно-хлоридные натриевые—в значительном отдалении от них. Между тем, Даринские источники (группа Саят-Нова, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды) находятся в непосредственной близости от вулкана Кармир-глух. Нет такой закономерности и в западной части области, где независимо от близости к вулкану Сибатасар (группа Горбатыхских источников отстоит от вулкана в 5 км, а Шатинских—в 12 км) в анионном составе углекислых вод преобладают хлориды. Исходя из этого, зональность надо искать в связи с фациальной изменчивостью пород, со структурными особенностями территории, а не в связи с близостью к отдельным вулканам.

Изучая изменения химического состава минеральных вод в любом виде, необходимо учитывать тип вулканической деятельности. В случае ареального вулканизма, каковой мы имеем в большинстве районов Армянской ССР [13], такое влияние нужно искать в связи с самим близповерхностным очагом в целом, помня всегда, что он является общим, единым для всех вулканов. Различного рода увязки с отдельными центрами извержений принципиально неверны, ибо последние являются моногенными, недолгоживущими вулканами и оказать непосредственное влияние на формирование состава вод не могут.

Таким образом, в Чатминском и Айоцдзорском бассейнах источником бора и сопутствующих ему редких щелочей нужно считать регрессивные даний-палеоценовые фации.

Что касается Приараксинской зоны, где геотермические условия приближаются к платформенным (183° с глубин 3100 м, Кара-Кала; 142° с глубин 2638 м, Азатаван), то, по всей вероятности, сравнительно высокие концентрации бора, сопутствующих ему редких щелочей и германия связаны с ускорением выноса многих элементов из сорбированного состояния.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.IV.1973

Է. Ս. ԽԱՇԱԹՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՀԻՊԵՐԵՐԿՐԱՔԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՀԻՊԵՐՔԻՄԻԱՅԻ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԿԱՊՎԱԾ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՋՐԵՐՈՒՄ ՈՐՈՇ
ՄԻԿՐՈՏԱՐՐԻՐԻ ԲԱՇԽՄԱՆ ՀԵՏ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկվում են հիդրոերկրաբանության և հիդրոքիմիայի հարցերը կապված Հայկական ՍՍՀ գետեկտոնական և մետալոգենիական զոնալականության հետ: Տույց է տրվում հանքաջրերի հիդրոքիմիական զոնալականության և Հայկական ՍՍՀ տարածքի գետեկտոնական զոնալականության միջև եղած կապը, ջրատար ապարների, ինչպես նաև ջրերի քիմիական կազմի փոփոխությունը ըստ խորության: Հանքային ջրերի քիմիական կազմը, ինչպես

և բորի, լիթիումի, ուրիդիումի և այլ արկալի տարրերի առկայությունը սերտորեն առնչվում է ծալքավոր մարզերի լեռնային ապարների և հանքավայրերի նյութական կազմի հետ: Մետալոգենիկ զոնաներն իրենց յուրահատուկ հանքանյութամբ որոշ չափով կանխորոշում են Հայկական ՍՍՀ տարածքի հիդրոքիմիական զոնականությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Барабанов Л. Н. Термальные воды Малого Кавказа. Тр. лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского, т. XXXVII, М., 1961.
3. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А. и Симонян Г. П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. «Митк», Ереван, 1968.
4. Демехин А. П. Минеральные воды бассейна р. Арпа. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1958.
5. Долуханова Н. И., Толстихин Н. И. Схема структурно-гидрогеологического районирования Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №5—6, 1967.
6. Долуханова Н. И. (ответ. редактор) Геология Армянской ССР, т. IX. Изд. АН Арм. ССР. 1969.
7. Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование хим. состава подземных вод. «Наука», 1965.
8. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, №4, 1957.
9. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
10. Тер-Мартirosян А. А. Гидрогеология СССР, т. XI. «Недра», М., 1968.
11. Халатян Э. С. Микроэлементы в гидрокарбонатно-хлоридных натриевых углекислых водах Айоцдзора. ДАН Арм. ССР, т. XIII, №2, 1966.
12. Халатян Э. С. К вопросу о связи гидрогеологических условий Армении с тектоникой. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №5—6, 1967.
13. Халатян Э. С., Карапетян К. И. Влияние магматизма на формирование углекислых минеральных вод Айоцдзора (Арм. ССР). Мат. III Всесоюз. вулканологического совещания, Петропавловск-Камчатский, 1969.

УДК 551.515:551.48:778.35

АЛ. А. ГРИГОРЬЕВ, Г. А. ИВАНЯН

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ГОРНЫХ СТРАН

В настоящее время вопросам применения изображений Земли, получаемых с помощью космических летательных аппаратов (КЛА), (как с пилотируемых, так и, в основном, с непилотируемых) в гидрометеорологических исследованиях посвящено немало публикаций советских и зарубежных авторов. Однако, в этих публикациях слабо освещены возможности использования космических изображений (КИ) для исследования гидрометеорологических процессов горных стран. Настоящая статья посвящена данной проблеме.

Изучение гидрометеорологических характеристик горных территорий по данным космической съемки по сравнению с другими видами наблюдений имеет ряд преимуществ, в частности:

а) в возможности одновременного получения информации на больших площадях—в пределах горного хребта, горной системы и даже горной страны, в том числе и в труднодоступных районах; б) в скорости и оперативности получения такой информации одними и теми же дистанционными датчиками; в) в возможности гораздо чаще, чем старыми методами проводить повторные съемки с целью изучения динамики гидрометеорологических явлений; г) в особенностях интеграции, присущей КИ: территориальной, факторной и динамической [2]; т. е. в возможности совместного анализа всех природных компонентов ландшафта—от геологического строения и рельефа до атмосферных процессов.

Отметим, однако, что спутниковая информация только в какой-то мере заменяет, а большей частью дополняет данные, получаемые наземными и воздушными методами, и последние не теряют своего значения. Большая эффективность достигается при совместном использовании информации, полученной разными способами, когда появляется возможность взаимного уточнения и корректировки данных. Вместе с тем, спутниковые данные могут быть и уникальными—для слабоизученных горных районов, в которых отсутствуют постоянные пункты гидрометеорологических наблюдений, а также и для любых горных регионов—в периоды между проведением авиа-и наземных наблюдений.

Гидрометеорологическое дешифрирование КИ горных и равнинных местностей имеет много общего—в обоих случаях, главными прямыми признаками являются (как и при дешифрировании аэрофотоснимков) размер, форма, пространственное положение объектов, теней, тон и рисунок изображения. Вместе с этим, дешифрирование КИ гор и равнин имеет и ряд различий, ряд особенностей. При дешифрировании КИ

горных и равнинных стран разница особенно отчетлива при применении косвенных признаков дешифрирования. Они основаны на умозаключениях, логических построениях в результате установления закономерных взаимосвязей, существующих между различными элементами природного ландшафта.

Из особенностей КИ горных стран отметим две:

а) Чередование затененных и незатененных участков гор. Это особенно важно учитывать при интерпретации КИ горных стран, полученных при низких высотах Солнца ($h_0 \leq 30-40^\circ$), когда высокие пики гор выглядят ярче, так как лучше освещены, а долины кажутся более темными не только из-за того, что они обычно покрыты лесом, но и благодаря затенению окружающими хребтами. Затененные склоны гор изображаются темными пятнами с резкими границами. Соотношение затененных и незатененных площадей зависит от высоты Солнца, взаимной угловой ориентации гор, съемочной камеры и Солнца, глубины расчленения, ширины долин и т. д. Необходимость учета таких факторов при съемке горных стран из космоса, а также при дешифрировании КИ горных стран очевидна.

б) Вертикальная зональность горных ландшафтов. На одном и том же КИ нередко фиксируются несколько высотных ландшафтных поясов, различные спектрально-отражательные характеристики которых обуславливают большую пестроту КИ. Четкие принципы высотных поясов особенно трудно выделить на мелкомасштабных спутниковых фотографиях. Высотную поясность ландшафтов особенно важно учитывать при орографическом дешифрировании КИ для правильной оценки взаимосвязи рельефа с гидрографической сетью.

Изучение метеорологических процессов в горных странах по КИ

КИ оказались весьма полезными при изучении многих метеорологических процессов, обусловленных присутствием горных препятствий различных размеров. Своеобразным индикатором большинства этих процессов на КИ являются характерные поля облачности, мезомасштабные структурные особенности которых связаны, в первую очередь, с особенностями рельефа и термической недостаточностью подстилающей поверхности. Немаловажную роль при этом играет и эффект трения воздушных масс о земную поверхность.

Кроме указанных факторов, формирование мезомасштабных неоднородностей в поле облачности над горами зависит от распределения температуры и ветра в атмосфере. Последнее обстоятельство позволяет поставить ряд обратных задач спутниковой метеорологии. В частности, изучая распределение облачности по КИ, можно делать заключение, касающееся распределения ветра в нижних слоях атмосферы. Такие сведения особенно полезны в случае, когда обычных метеорологических данных для изучаемого района нет. Такого рода информацию можно использовать и для улучшения прогноза самой облачности.

КН не заменимы для анализа суммарного результата орографических воздействий на распределение мезомасштабных облачных образований, охватывающих настолько обширные территории, что их невозможно обнаружить по наблюдениям отдельных станций или с самолетов. Заметим, что размеры подобных облачных образований не настолько велики, чтобы они выражались на синоптических картах. По спутниковым фотографиям были обнаружены некоторые, ранее не известные, особенности в развитии и распределении орографической облачности средних масштабов. Информация, получаемая с КЛА (в основном с метеорологических спутников), уже сейчас используется как для проверки теоретических расчетов теории горных волн, так и для улучшения прогнозов горных волн, подветренных вихреобразований, орографических облаков, ветра в приземном слое атмосферы, гроз, туманов и других местных прогнозов.

Однако, в настоящее время эти работы скорее носят методический, чем оперативный характер.

Менее исследованы возможности применения КН при изучении фёнового эффекта на подветренных склонах (хотя иногда на спутниковых фотографиях хорошо различается безоблачное пространство между наветренными и подветренными склонами гор), фёновых, горно-долинных и других местных ветров горных стран, а также поведения струйных течений и различных фронтов над горными препятствиями разных размеров.

Из вышеприведенных задач подробнее рассмотрим вопросы применения спутниковых фотографий для проверки теории горных волн.

Обтекание горных препятствий воздушным потоком сопровождается различными метеорологическими явлениями, из которых наиболее интересными являются: орографическая облачность, волны препятствий (горные волны), подветренные вихри, орографические осадки и грозы. В горных районах до значительных высот прослеживаются зоны с очень сильно развитой турбулентностью.

Теоретически и экспериментально было показано, что для возникновения орографического волнообразования необходимо возникновение определенных метеорологических условий [6, 7, 9, 12]:

а) Наличие достаточно мощного (простирающегося от вершины гор до верхних слоев тропосферы) воздушного потока, в котором скорость ветра усиливается с высотой, или, по крайней мере, остается постоянной. Минимальная скорость ветра на вершине горного хребта должна превышать определенный, характерный для данной горной системы, критический минимум, который находится в пределах 8—13 м/сек.

б) Направление ветра должно быть перпендикулярным к хребту или его отклонение от нормали не должно превышать $\pm 30^\circ$. Направление с высотой должно оставаться приблизительно постоянным.

в) Атмосфера должна быть устойчиво стратифицированной.

При вышеуказанных условиях длина горных волн, распространяю-

щихся за препятствием вниз по течению (подветренных волн), как следует из линейной и нелинейной теорий, [6; 7; 9; 12; 13], связана со средней скоростью потока по формулам:

Для линейной теории:

$$L = 2\pi\bar{u} \sqrt{\frac{T}{g(\partial_a - \partial)}},$$

где $\bar{u}$ — средняя скорость потока, T — абсолютная температура, ∂_a и ∂ — адиабатический и действительный вертикальный температурный градиенты соответственно, g — ускорение силы тяжести, L — длина волны.

Для нелинейной теории по Дородницыну длина подветренной волны в километрах грубо равна удвоенному квадратному корню из величины средней скорости ветра, т. е: $L \approx 2\sqrt{\bar{u}}$.

Приведенные формулы и условия позволяют по легко определяемым на спутниковых фотографиях длинам волн волнистых облаков, возникающих за горными хребтами, судить о некоторых метеорологических характеристиках (скорость и направление ветра, температура, стратификация) воздушных масс.

В настоящее время нами и другими авторами [8; 10; 13; 19] проанализировано сравнительно большое число спутниковых фотографий волнистых облаков, возникающих за разными горными хребтами (Урал, Аппалачи, Альпы, Анды, горные системы Скандинавии, Восточной Сибири, Монголии, Северной Америки и др.) и данные измерений сопоставлены с выводами теории горных волн.

На спутниковых фотографиях чаще всего (больше половины случаев) встречаются полосы волнистых облаков с длиной волны в пределах 10—15 км, что хорошо согласуется с теорией [6; 7; 9; 12]. В зависимости от распределения ветра и температуры с высотой часто наблюдаются также волнистые облака с длиной волны в пределах 15—20 км и 5—10 км. Редко длина подветренной волны бывает более 20 км [10].

Скорости воздушного потока, рассчитанные по значениям длин волн, измеренных по спутниковым фотографиям, во всех случаях (было рассмотрено около трех десятков случаев) получились в среднем 5—7 м/сек меньше рассчитанных теоретически. При этом эта разница имеет тенденцию возрастания с увеличением длины волны [10]. Это обстоятельство, по нашему мнению, можно объяснить тем, что скорость ветра на уровне облачного слоя (ее и мы фактически определяем по КИ) меньше средней скорости всего слоя (т. к. ветер усиливается по высоте), которая входит в формулы как линейной, так и нелинейной теории. Отметим, что кроме указанной причины, могут быть и другие. Отсутствие достаточного количества спутниковых фотографий волнистых облаков препятствий и одновременных (или близких к моменту съемки) аэрологических данных для тех же районов, не позволяет сделать более четких выводов относительно расхождения эмпирических (получаемых по КИ) и теоретических величин скорости ветра.

Практический интерес представляет также вопрос определения направления ветра по КИ волнистых облаков. Оно, как показывает теория, не должно отклоняться более, чем на 30° от нормали к горному хребту. Эмпирические данные, полученные по спутниковым фотографиям и другими методами, показывают, что облачные валы обычно простираются параллельно горным хребтам.

В рассмотренных нами случаях направление ветра с облачными полосами не превышало $\pm 10^\circ$ почти в 2/3 случаев. В остальных случаях отклонение ветра не превышало 30° . Такие данные получены и в работе [10].

Таким образом, по спутниковым фотографиям орографических облаков можно получить достаточно достоверную информацию о направлении и скорости ветра. Эта задача осложняется в случаях, когда к орографическому воздействию добавляется термический эффект, что приводит к образованию других форм облачности.

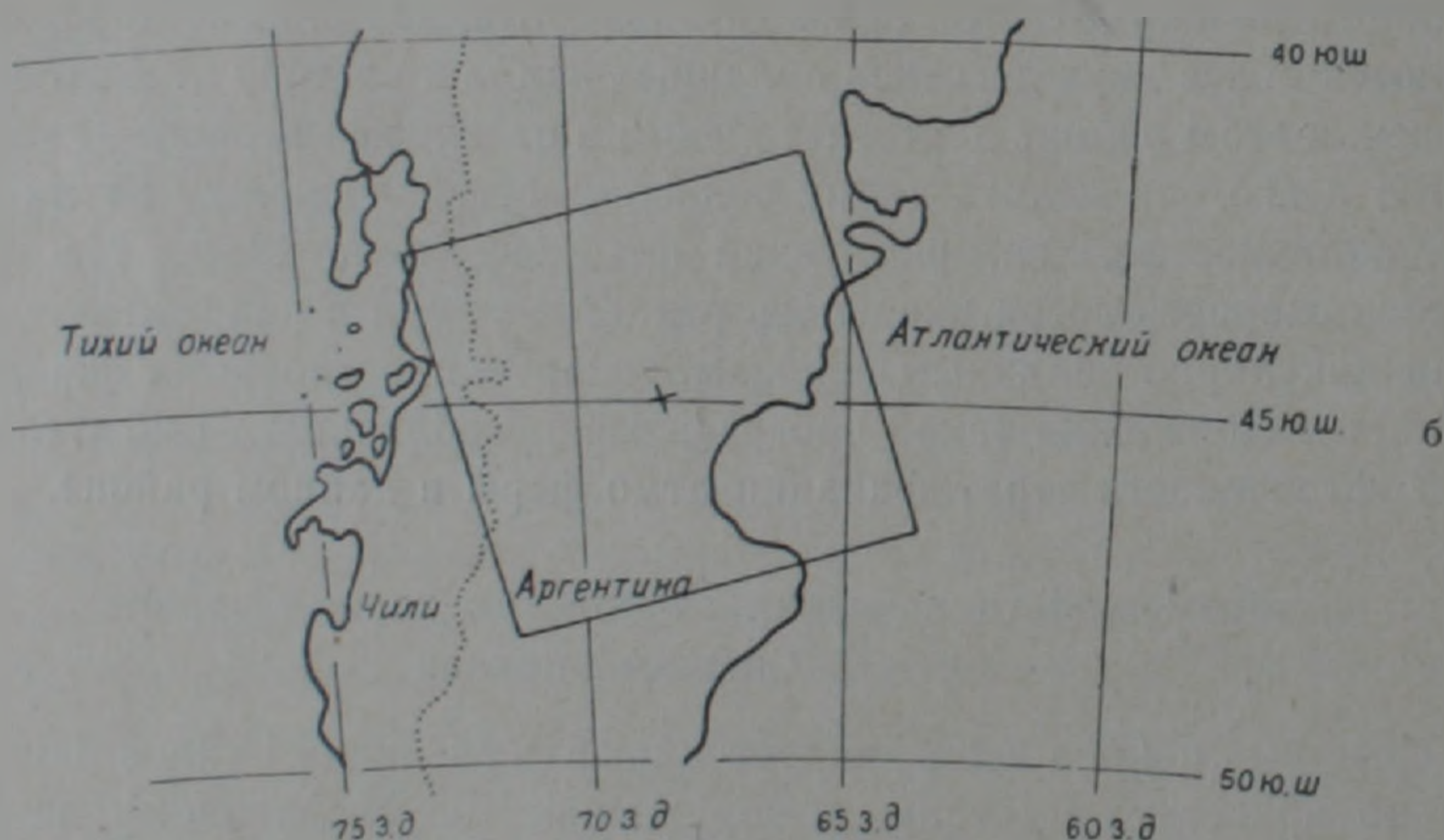
Для иллюстрации приведем пример идентификации направления и скорости ветра воздушного потока над Южной Аргентиной и Чили к востоку от Анд по КИ (фиг. 1а), полученному с метеорологического спутника «Нимбус—1» [19].

Телевизионный ТВ снимок охватывает территорию в пределах показанного на карте-схеме (фиг. 1б) квадрата. На снимке хорошо различаются более двух десятков облачных валов к востоку от Анд, высота которых в этом районе достигает 2000 м, а отдельных вершин—до 2500 м. По КИ легко определить длину волны (расстояние между двумя полосами облачности), которая равна приблизительно 13 км. На уровне облаков скорость ветра оказалась равной 15 м/сек, а направление почти перпендикулярно облачным полосам, которые простираются параллельно Андам. Появление такой орографической облачности свидетельствует об устойчивости стратификации атмосферы в данном районе.

Возможности изучения гидрологии горных стран по КИ. Снежный покров

Снежный покров дешифрируется по КИ различных типов ландшафтов—по яркосветлому тону изображения, обусловленному наиболее высокими значениями альбедо, а также по ряду косвенных признаков и прежде всего—распределению его по рельефу—(фиг. 2а,б). При дешифрировании телевизионных (ТВ) снимков [15, 16] за снег в ряде случаев могут быть ошибочно приняты облака, лед, а иногда и светлоокрашенные песчаные массивы, солончаки межгорных депрессий—то есть такие природные образования, которые так же, как и снег характеризуются высокими значениями альбедо.

Особенно трудно отличить кучевую облачность от покрытых снегом и изолированных горных вершин и от отдельных ледников. В отличие от ТВ снимков по оригинальным фотографиям с пилотируемых космических кораблей (ПКК) как черно-белым, отличающимся значительно большей детальностью передачи изображения оттенками тона,



Фиг. 1. а) Телевизионный снимок волнистых облаков над Южной Америкой, полученный 13 сентября 1964 г. с высоты 928 км. с метеорологического ИСЗ «Нimbus—1». б) Местоположение заснятой территории (очерчено квадратом).

так и в особенности—цветным, снежный покров увереннее дифференцируется от всех указанных природных образований за исключением льда. Затруднения в дифференциации снега и льда наиболее часты, когда лед покрыт свежавыпавшим снегом. Однако, по оригинальным фотографиям в отличие от ТВ снимков возможно значительно более детальное опознавание форм рельефа, что позволит, в частности, в горных районах осуществлять более точное разделение по фотографиям снега от облаков льда по их приуроченности к рельефу. Для покрытых сне-



Фиг. 2. Фрагменты ТВ снимков Тянь-Шаня, полученных с метеорологических ИСЗ: а) 31. X. 1967 г. с ИСЗ «Космос—184» и б) 2. IX. 68 г. с ИСЗ «Космос—226» с изображением ландшафтов в зимнем и осеннем аспектах. Оригинальный масштаб около 1:7000000. Цифры на снимках: 1—озеро Иссык-Куль, 2—снежный покров на склонах и вершинах гор, 3—наиболее крупные тектонически обусловленные линейные элементы, лучше прослеживаемые на снимке, снятом зимой, 4—долины.

гом гор очень характерна дендритовая структура, которая почти всегда отчетливо выражается по рисунку на КИ. Для количественных оценок запасов снежного покрова перспективна стереофотограмметрическая обработка ТВ снимков [11]. Не менее интересны и попытки определения по ТВ снимкам (по относительной яркости изображения) мощности снега [22].

Ледовый покров

Оригинальные КИ горных стран позволяют обнаружить новые небольшие ледники, уточнить распространение ранее известных ледников, судить о характере современного оледенения в целом [3, 14]. Как и снежный покров, ледники дешифрируются по очень светлому тону, а также (уже в отличие от снежного покрова) по специфическим плановым очертаниям, обусловленным генетически связанными с ними формами рельефа—цирками, трогами, опознаваемым только по оригинальным фотографиям. Кроме того, индикатором ледников могут служить и такие формы ледникового рельефа, как срединные, боковые и конечные морены, различаемые, в частности, на фотографиях Тибета, Гималаев.

По указанным признакам ледник и снежные поля отчетливо идентифицируются на космической фотографии Южного Тибета (фиг. 3а, б).

Более детальная дифференциация ледников и снежных полей стала возможной сравнением двух фотографий одной и той же территории—первой (приведенной выше), полученной в дневное время, и второй, полученной в утренние часы, когда особенно хорошо просматриваются формы рельефа—вершины и склоны хребтов, днища и склоны цирков, тонкие вытянутые полосы морен, контрастно выделяющиеся на светлом фоне изображения ледников.

По оригинальным фотографиям несложно дифференцировать ледники по областям аккумуляции и абляции, дешифровать различные типы ледников (в частности, на фотографиях Центральной Азии идентифицируются простые и сложные, долинные, дендритовидные ледники и их другие типы), и таким образом произвести инвентаризацию ледников, основываясь на их модернизированной (по данным космической съемки) морфогенетической классификации.

Более интегральное изображение имеют ледники на ТВ снимках [17]. Таковы изображения ледниковых щитов Гренландии, Антарктиды, ледников Центральной Азии.

Гидрографическая сеть

На КИ Земли отчетливо дешифрируется гидрографическая сеть. На ТВ снимках эрозионная сеть изображается более обобщенно и можно различить только интегральные рисунки эрозионной сети, при этом более отчетливо—на весенних снимках гор, еще покрытых снегом. Однако, и по ним можно судить о морфологических типах речной сети, некоторых особенностях ее строения, речных перехватах и т. д. [3].

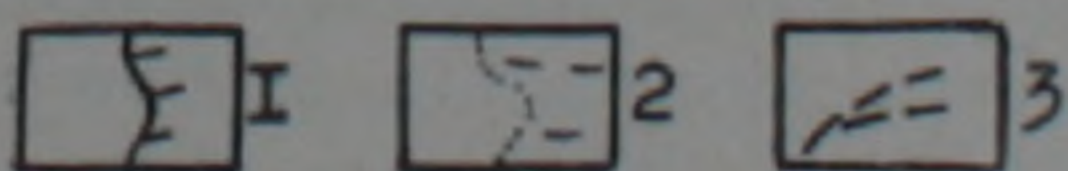
Так, в частности, на ТВ снимке горных хребтов Тянь-Шаня (фиг. 2а), частично покрытых снегом, опознаются многие лишённые снежного покрова горные ущелья и долины, выделяющиеся на снимке по более темному тону и ветвящемуся рисунку изображения. Спрямоленные очертания некоторых из них указывают на их тектоническую обусловленность.



а



б



Фиг. 3. а) Космическая фотография Южного Тибета, полученная Купером 25. VIII. 65 г. (9 час. 39 мин. местного времени) с пилотируемого космического корабля «Джеминей-5» камерой Хассельбледа с $f=80\text{м.м}$ на цветной пленке Ансюхром. Масштаб около 1:600000. Цифры на снимке: 1—кучевые облака, 2—ледники и снежники, 3—солевые отложения днищ озерных котловин, 4—озера, часто подпруженные моренными отложениями. б) Карта-схема интерпретации фото (фиг. 3а). 1—ледники и снежники на вершинах гор, 2—днища озер, осушенных вследствие сезонного колебания их уровня, 3—речные долины.

На оригинальных фотографиях эрозионная сеть идентифицируется значительно более детально. Опознаются не только типы, но и формы речных долин, а у крупных рек—и их русла. Уже первые космические фотографии горных районов Тибета, Гималаев, позволили выявить неточности в изображении эрозионной сети на существующих картах [14]. На этих фотографиях идентифицируются различные рисунки эрозионной сети (фиг. 3а), а также хорошо выявляется зависимость ее развития от геолого-геоморфологических факторов. Отчетливо устанавливаются границы водосборов, речных бассейнов. Анализ космических фотографий разных горных районов Земли позволяет судить об изменениях, эволюции гидросети. Многочисленные следы речных перехватов опознаются на снимках плато Хадрамаут (фиг. 4а, б), высокогорий Тибета, старые, ныне сухие русла рек—свидетели былой обводненности местности, а также временные водотоки, прослеживаются на ряде фотографий межгорных депрессий аридных регионов [5].



а



б

Фиг. 4. а) Высокopersпективная космическая фотография плато Хадрамаут (Аравия), полученная с пилотируемого космического корабля «Джеминей—4» на цветной пленке Истмен Колор камерой Хассельбледа с $f=80$ мм. Цифры на снимке: 1—Столовое плато, сложенное почти горизонтально залегающими осадочными породами, 2—тектонически обусловленный линеймент, 3—сухое днище наиболее крупного вади Хадрамаут, выполненное аллювиально-пролювиальными песчано-суглинистыми отложениями, 4—депрессии на плато. б) Фрагмент карты-схемы гидрографической интерпретации фото (фиг. 4а). Черные кружки—участки речных перехватов, белые кружки—участки намечающихся речных перехватов.

Дендритовидный характер ветвления рисунка изображения эрозионной сети, идентифицируемый на космической фотографии (фиг. 4а, б) возвышенности Хадрамаут (Аравия), отражает геологическую структуру плато, сложенного почти горизонтально залегающими осадочными

породами. Большинство вад сухие; на днищах некоторых из них, в том числе и наиболее крупного—вади Хадрамаут, на фотографии заметны тонкие слабоизвилистые линии русел временных водотоков. Интерпретация рассматриваемой фотографии позволила не только детально идентифицировать эрозионные формы, но и выявить ряд перехватов эрозионной сети (фиг. 4б), не отраженных на существующих топографических картах, судить о возможной эволюции эрозионного расчленения плато.

По оригинальным фотографиям дифференцируются речные воды разной прозрачности. Хотя подобных данных по горным районам пока еще нет, обнадеживающие результаты дал нам анализ космической фотографии с ПКК «Аполлон» равнинной реки Миссисипи. На фотографии идентифицируются по более светлому тону мутные воды основного русла реки и изображающиеся темным тоном относительно более прозрачные спокойные воды стариц.

Озера

На КИ идентифицируются горные озера (фиг. 2а). По ТВ снимкам можно судить об особенностях распространений озер, в ряде случаев, на снимках с повышенным разрешением, обнаружить новые озера. Поскольку на снимках озера выявляются как составная часть ландшафта в целом, в значительной степени облегчается проведение лимнологического районирования, составления морфогенетических классификаций озер. Интерпретация озер по оригинальным фотографиям позволяет детализировать данные, полученные по ТВ снимкам. Прежде всего по ним может быть уточнена конфигурация озер. Оригинальные фотографии дают объективную и весьма точную документальную основу для картографирования озер. Различия в изображении озер на существующих картах, в особенности труднодоступных горных районов, и карто-схемах, составленных интерпретацией фотографий, весьма заметны. В первую очередь фотографии могут быть использованы для корректировки изображения озер на мелкомасштабных картах.

На фотографиях идентифицируются разновозрастные береговые линии, отражающие стадии сокращения площади акватории, изменения конфигурации озер. Анализ космической фотографии высокогорного района Тибета (фиг. 3) позволяет судить о значительном уменьшении—до современных размеров—озера Табия Цако (Тибет), связанного с прорывом моренной запруды и частичным спуском озерных вод. На фотографии сухого (в период съемки) днища озерной котловины, заливаемой в половодье, кроме основного заметны еще несколько небольших озерков.

В некоторых случаях по данным космического фотографирования удается получить косвенные указания о пресности или солености воды в водоеме. Одним из индикаторов солености воды озера Табия-Цако—(фиг. 3б) может служить характер строения береговой отмели и ныне сухой части днища, сложенных солевыми отложениями, лишенными

растительного покрова и выделяющимися по очень светлому тону изображения.

По оттенкам тона (цвета) изображения по оригинальным фотографиям, полученным при благоприятных условиях съемки, просматриваются глубины, заметны различия в прозрачности водной толщи, наконец, рисунки течений, что, в частности, обнаруживается на снимке с ПКК «Джеминай—4» искусственного озера Солтон Си на днище крупной межгорной депрессии (Калифорния, США).

Динамика гидрологических явлений

Основой для изучения динамики гидрологических явлений служит сравнительный анализ последовательных (повторных) КИ одной и той же территории, в ряде случаев—сравнение снимков и карт.

Вследствие своей мелкомасштабности ТВ снимки наиболее полезны для оценки появления, распространения, схода снежного покрова (фиг. 2а, б)—явления, характеризующегося значительным площадным развитием, а отчасти и для изучения ледового покрова на крупных озерах. Вместе с тем, ТВ снимки пригодны для выявления динамических особенностей некоторых других гидрологических явлений, в частности, ледников. Сопоставляя ТВ снимки северного гористого побережья Гренландии с имеющимися картами, нам удалось установить значительные изменения в распространении кромки ледового щита, (что отчасти возможно связано с неточностью составления самих карт).

По оригинальным фотографиям в отличие от ТВ снимков могут быть значительно детальнее прослежены локальные особенности динамики гидрологических явлений. Об этом свидетельствуют, в частности, данные интерпретации разностей ледового покрова на озерах Трансгималаев [14], а также наши данные по озерам и рекам гористой части Канадского кристаллического щита (Восточный Квебек), вариации площади зеркала водоемов (Тибет), периодического затопления дельт [23] и т. д.

Сопоставлением космической фотографии, полученной с ПКК в июне 1970 г. и карт Атласа Мира [1] выявляется заметное различие в конфигурации береговой линии на восточном побережье озера Урмия. Очевидно, вследствие разлива рек, показываемый на карте полуостров (с возвышенностью Чубухлы) на восточном побережье озера превратился в остров, что и зафиксировано съемкой.

Среди перспективных направлений использования КИ для изучения гидрологии горных стран отметим следующие:

1. Изучение ледников: выявление зон питания и абляции; исследование динамики, проведение типологической классификации, инвентаризации.

2. Исследование снежного покрова, особенностей распространения, мощности, ритмики и динамики, появления и схода, составление карт залегания снежного покрова методом сопоставления серий снимков данного района.

3. Выявление особенностей эрозионного расчленения горных ландшафтов, изучение рисунков гидросети и их типизация, выявление следов перестройки речной сети, составление новых и уточнение старых карт эрозионного расчленения, определение зон водосбора.

4. Обнаружение и картирование выходов подземных вод, прослеживание областей питания и разгрузки грунтовых вод.

5. Изучение горных озер и водохранилищ, динамики колебания их уровня, ледового покрова на озерах, проведение типологической классификации и инвентаризации озер.

6. Гидрогеологическое районирование горных ландшафтов.

Среди специальных видов космических съемок в других зонах спектра, перспективных для гидрологических целей, наиболее реальной в ближайшем будущем следует назвать инфракрасную съемку—для изучения термальных вод вулканических районов, увлажнения верхних слоев почво-грунтов, а возможно и неглубоко залегающих грунтовых вод, наконец, древних речных долин [18, 20, 21].

Таким образом, спутниковые наблюдения позволяют, с одной стороны, охватить гидрологические явления на чрезвычайно больших площадях и в результате изучать их в региональном и даже в глобальном масштабе (например, судить о синхронности или асинхронности их деятельности), с другой—проникать в детали гидрологического строения отдельных локальных районов, наконец—изучать явления в их динамике. Все это несомненно резко увеличит поток гидрологической информации и будет способствовать развитию гидрологии.

Приведенный материал показывает, что КИ дают ценную информацию о гидрометеорологических процессах горных стран. Созрела необходимость более широкого оперативного использования ее на практике. Эта проблема—одна из составных частей комплексных программ изучения природных ресурсов Земли с помощью КЛА [4], планируемых как в СССР, так и в США.

Ленинградский Государственный
университет

Поступила 12.X.1972.

Ա. Ա. ԳՐԻԳՈՐԵՎ, Գ. Ա. ԻՎԱՆՅԱՆ

ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԵՐԿՐՆԵՐԻ ՏՐԵՋԵՐԱԿԱՆ ԼՈՒՍԱՆԿԱՐՆԵՐԻ
ՋՐԱՕՒԵՐՆԵՎՈՒԹԱՔԱՆԱԿԱՆ ՄԵԿՆԱՔԱՆՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Տիեզերական ապարատներից ստացվող լուսանկարչական ու սպեկտրալ պատկերները զգալի ինֆորմացիա են պարունակում լեռնային երկրների ջրաօդերևութաբանական պայմանների վերաբերյալ: Այդ ինֆորմացիան ոչ միայն մեծ չափով լրացնում է այլ եղանակներով ստացվող տվյալների պակասը, այլև իր առանձնահատկությունների շնորհիվ մի շարք հարցերի լուծման համար եզակատ է:

Հողվածում քննարկվում են լեռնային երկրների ջրաօդերևութաբանական բնութագրերի որոշման համար տիեզերքից ստացվող լուսանկարների կիրառման առանձնահատկությունները: Դիտարկվում են լեռնաշղթաների շրջանացմամբ պայմանավորված ալիքավոր ամպաշերտերի, օրոգրաֆիկ տեղումների, ամպրոպների, մառախուղների, ֆյունային երևույթների ուսումնասիրության, լեռնային քամիների ուղղության և արագության, մթնոլորտի ստրատիֆիկացիայի, ջերմաստիճանային պայմանների որոշման, լեռնային երկրների ձյունածածկի, սառցադաշտերի, գետային ցանցի, լճերի ջրաօդերևութաբանական այլ բնութագրերի ու դրանց դինամիկայի հետազոտման մեջ տիեզերական լուսանկարների օգտագործման հարցերը:

Բերվում են լեռնային երկրների օրոգրաֆիկ ամպածածկույթի, ձյունածածկի, լճերի ու սառցադաշտերի, ջրաբանական ցանցի տիեզերական լուսանկարների մեկնաբանման օրինակներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Атлас Мира. ГУГК, М., 1967.
2. Виноградов Б. В. Космическая фотография для географического изучения Земли. Изв. ВГО, т. 98, №2, 1966.
3. Виноградов Б. В., Григорьев Ал. А. Использование космических фотографий для изучения экзогенных форм рельефа. Изв. ВГО, т. 102, №6, 1970.
4. Виноградов Б. В., Кондратьев К. Я. Космические методы землеведения и пути их разработки и применения для изучения природных ресурсов Земли. Известия АН СССР, сер. геогр., №2, 1970.
5. Григорьев Ал. А. Опыт геоморфологического и геологического дешифрирования космических фотографий Земли (на примере бассейна Тулароса, США). Изв. ВГО, т. 102, №5, 1970.
6. Дородницын А. А. Возмущения воздушного потока, вызванные неровностями Земли. Труды ГГО, вып. 23, 1938.
7. Дородницын А. А. Некоторые задачи обтекания неровностей поверхности Земли воздушным потоком. Труды ГГО, вып. 31, 1940.
8. Минина А. С. Практика нефанализа. Гидрометеониздат. Ленинград, 1970.
9. Мусаелян Ш. А. Волны препятствий в атмосфере. Гидрометеониздат. Л., 1962.
10. Смирнова Н. В. Волнистые облака препятствий, наблюдаемых с искусственных спутников Земли. Труды ГМЦ, вып. 20, 1968.
11. Темников С. Н. Использование телевизионной информации метеорологических спутников Земли в гидрологических целях. Метеор. и гидрол. №3, 1970.
12. Alaka M. O. (Ed.). The airflow over mountains. WMO Technical Note, n. 34, Geneva, 1960.
13. Anderson R. K., Ferguson E. M., Oliver V. J. The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting. WMO Technical Note, n. 75, Geneva, 1966.
14. Bird J. B., Morrison A. Space photography and its geographical applications. Geogr. Rev., vol. 154, n. 4, 1964.
15. Conover J. H. Note on the flora and snow cover distribution affecting the appearance of North-Eastern United States as photographed by Tiros satellites. Monthly Weather Rev., vol. 93, n. 10, 1965.
16. Fritz S. Satellites pictures of the snow-covered Alps during april 1960. Archiv für Meteorologie, 1962.
17. Kaminski H. Eis und Schnee in Satellitenphotos. Umschau, B. 70, H. 6, 1970.
18. MacLeod N. H. Ecological interpretation of data from Nimbus 3. High-Resolution infrared radiometer. Journ. of Geoph. Res., v. 76, n. 6, 1971.
19. Nimbus 1 User's Catalog: AVCS and APT, Washington, 1965.

20. *Pouquet J.* Geopedological features derived from satellite measurements in the 3.4—4.2 mcm and 0.7—1.3 mcm spectral regions. Preprint X—622—69—437. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 1969.
21. *Rabchevsky G. A.* Hydrologic conditions viewed by the Nimbus meteorological satellites. Internat. Remote Sensing Workshop (IRSW). Univ. of Michigan, Ann Arbor, 1971.
22. *Swensson H.* Satelliter sasom hjälpmedel vid snoöch iscatering. Geografiska Notiser, n. 3, 1970.
23. *Wobber F. J.* Enviromental studies using Earth orbital photography. Photogrammetria, v. 24. n. 3—4, 1969.

УДК 911.2

Г. Б. ГРИГОРЯН

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ

(на примере Лорийской котловины)

В решениях XXIV съезда КПСС, посвященных вопросам сельского хозяйства, неоднократно упоминается о необходимости всестороннего изучения природных условий и учета местных особенностей отдельных регионов страны в выработке рациональных мероприятий для дальнейшего роста продукции сельскохозяйственного производства. Эта задача прежде всего требует комплексных исследований, в том числе и ландшафтного картирования.

В Советском Союзе уже накопился большой опыт ландшафтных исследований и картирования равнинных стран.

Горные территории в этом отношении пока изучены недостаточно, и даже не имеется обоснованного определения горного ландшафта и его морфологических частей.

В рамках настоящей статьи невозможно в деталях рассмотреть этот весьма дискуссионный вопрос, лишь отметим, что придерживаясь регионального толкования ландшафта, мы горным ландшафтом считаем также территориально ограниченный участок земной поверхности, связанный с конкретным пространством (Л. С. Берг, А. А. Григорьев, С. В. Калесник, Н. А. Солнцев, А. Г. Исаченко и др.). Соглашаясь с мнением Н. С. Солнцева [6, 7, 8] о том, что ландшафт—генетически однородный природно-территориальный комплекс, имеющий одинаковый геологический фундамент, один тип рельефа, одинаковый климат и состоящий из свойственного только данному ландшафту набора динамически сопряженных и закономерно повторяющихся в пространстве основных и второстепенных урочищ, добавим, что в этом определении, к сожалению, отсутствует параграф о почвенно-растительном покрове—составителе и зеркале ландшафта.

Ни геологический фундамент, ни климат, ни рельеф не отражают в себе диалектическую взаимосвязь всех природных компонентов в такой степени и так наглядно, как почва и растительность.

В советском ландшафтоведении принято определение горного ландшафта по А. Г. Исаченко [4], где под горным ландшафтом понимается часть ландшафтного яруса в пределах самостоятельной (местной) системы высотных поясов, однородная в структурно-литологическом и геоморфологическом отношении. Как видим, по А. Г. Исаченко, горные ландшафты выходят за пределы одного высотного пояса. Мы не разделяем мнения А. Г. Исаченко и считаем, что один индивидуальный ландшафт не может в себе включать отрезки разных высотных природных

поясов, так как каждый обособленный высотный ландшафтный пояс является определенным природным образованием, однородным в зонально-азональном отношении.

О ландшафтных поясах, как внутриландшафтной дифференциации, т. е. как морфологической части горного ландшафта, упоминает и К. И. Геренчук [2]. Но, по существу, ландшафтные пояса, по этому автору, не имеют ничего общего с высотными природными (ландшафтными) поясами как аналогами широтных зон. Скорее всего это полоса однородных мезо-и микроформ рельефа. Между тем, мы согласны с К. И. Геренчуком, что горный ландшафт в пространственном отношении может соответствовать какой-либо тектонической структуре низкого порядка, если на этой структуре сформирована определенная морфоскульптура—при однородной литологии.

Принимая высотную поясность, как специфическую закономерность ландшафтной дифференциации горных стран, а высотные природные пояса, как природно-территориальные комплексы определенного ранга, в пределах последних горные ландшафты выделяем и мы.

Таким образом, горным ландшафтом считаем часть высотного природного пояса, в пределах определенного яруса гор, однородную в литолого-геоморфологическом и тектоническом отношении, состоящую из свойственного только данному ландшафту набора динамически сопряженных и закономерно повторяющихся в пространстве урочищ.

Так как каждый ландшафт представляет единство всех природных компонентов, то он характеризуется как почвенно-биоклиматическими, так и геолого-геоморфологическими особенностями. Первые зависят прежде всего от соотношения тепла и влаги, которые определяются широтной зональностью, высотной, поясностью, провинциальностью и местными условиями (экспозицией и крутизной склонов, открытостью и барьерностью к воздушным течениям, влиянием соседних регионов и т. д.).

На основании вышеупомянутого принципа нами проведены исследования (изучение, выявление и картирование) ландшафтов Лорийской котловины.

Как принято в советском ландшафтоведении, одной из главных задач ландшафтных исследований, на съемочном масштабе, является выявление индивидуальных ландшафтов со своими морфологическими особенностями [3]. Для дальнейшего использования результатов этих исследований в практике, наиболее удобно и целесообразно составить ландшафтно-типологические карты, т. е. типологическое изучение ландшафтов. При таком подходе многочисленные ландшафтные индивидуумы типизируют (классифицируют), на основании сходных и отличительных признаков (свойств), в единой строго научной системе. Такие работы для горных стран пока единичные [1, 9], и нет разработанного, общепринятого подхода к решению вопроса.

Ниже приводим классификацию горных ландшафтов Лорийской горной котловины на основании принципа, разработанного нами.

Следует добавить, что горные ландшафты изучаемой котловины очень разнообразны и имеют сложную морфоструктуру. На территории региона выражена высотно-ландшафтная поясность, характерная почти для всего Закавказья.

Находясь на грани двух совершенно различных физико-географических и оротектонических провинций (хребты системы М. Кавказа и Армянское вулканическое нагорье), Лорийская котловина унаследовала черты природы обеих провинций.

В пределах Лорийской котловины выделено около шестидесяти индивидуальных ландшафтов. По природно-ландшафтным поясам они имеют следующую принадлежность.

В межгорно-равнинном степном поясе, занимавшем все межгорное платообразно-равнинное днище котловин, выделяются пятнадцать ландшафтов, из которых четыре приурочены к западинам рельефа и имеют луго-степной характер.

Горный степной пояс протягивается на южных склонах Сомхетских гор, на высотах до 2000—2200 м. Здесь также наблюдается большое разнообразие ландшафтов. Этому способствуют пересеченность и многообразие форм рельефа. Выделены шестнадцать индивидуальных ландшафтов, из которых половина имеет вторичный генезис (последесные).

В горно-лесном поясе, который выражен в основном на северных склонах Базумского хребта, различаются всего пять, а в лесостепном поясе—три типа ландшафтов.

В Лорийской котловине разнообразны (в количественном отношении) ландшафты в горно-луговых субальпийских и альпийских поясах. Ландшафтные индивидуумы в субальпийском луго-степном поясе составляют пять, в субальпийском луговом поясе—девять, в альпийском луговом поясе—всего четыре.

На индивидуальной ландшафтной карте Лорийской котловины ландшафты обозначены арабскими цифрами, пояса—римскими, а морфологические единицы ландшафтов—цветным окрашиванием (штриховкой).

Все это огромное количество индивидуальных ландшафтов в дальнейшем типизировано в единой системе, т. е. проведена их классификация и составлена ландшафтно-типологическая карта того же масштаба.

Для классификации ландшафтов Лорийской котловины нами использована следующая таксономическая система: класс, подкласс, тип, подтип, род и вид.

Самый высший ранг классификационной системы—это класс. Следуя за А. Г. Исаченко [4], нами горные ландшафты выделяются как один определенный класс—горный. За критерий для дальнейшего деления класса на подклассы принимаются ярусные различия распределения ландшафтов. В пределах страны различия в структуре высотной поясности и, вообще, ландшафтная дифференциация происходят по морфологическим ярусам гор, которые по праву называются и ланд-

шафтными ярусами [4, 5, 10]. Исходя из этого, на исследуемой территории выделены следующие ярусы, т. е. подклассы ландшафтов: среднегорный и высокогорный.

После выделения классов и подклассов, при дальнейшей классификации ландшафтов учтены те особенности, которые связаны прежде всего с соотношением тепла и влаги. Это касается выделения типа и подтипа ландшафтов.

Типы горных ландшафтов отличаются друг от друга величиной радиационного индекса сухости, биологическим круговоротом элементов, во многих случаях типоморфными элементами водной миграции, стадиями и типами коры выветривания и, наконец, типом растительности и почв.

Как видно, по вышеупомянутым признакам отличаются друг от друга высотные ландшафтные пояса. Следовательно, под одним типом классифицируются ландшафты, выделенные в пределах одного пояса, т. е. каждый ландшафтный тип соответствует определенному ландшафтному поясу.

Подтипы ландшафтов, по-существу, представляют собой варианты типов, приуроченных к различным ярусам рельефа в пределах ландшафтного пояса. Чаще всего подтипы выделяются по признакам генезиса, подчиненностью (или автономностью) ландшафтов и, поэтому, они не имеют общего поясного характера, как, например, типы. В пределах высокогорий они соответствуют экспозиционным различиям. Последние также отличаются по своим радиационным балансам, размерам биологического круговорота, подтипам почв и растительности и т. д.

В пределах подтипа предлагается выделить род ландшафта, учитывая различия в геологической основе, т. е. на каких генетических группах пород формировались ландшафты: интрузивных, осадочных, рыхлых, метаморфизированных и т. п.

Как уже отметили, в пределах пояса ландшафты отличаются друг от друга прежде всего геолого-геоморфологическими особенностями. Последние признаки нами принимаются при классификации ландшафтов на низкие ранги—виды, учитывая, конечно, и биоклиматические, почвенные различия. Такая классификация послужила основой для разработки легенды ландшафтно-типологической карты исследуемого района.

Ниже приводится схема классификации ландшафтов по основным таксономическим единицам. Это фактически упрощенная и измененная легенда ландшафтно-типологической карты Лорийской котловины.



Фиг 1. Схематическая ландшафтная карта Лорийской котловины. Типы ландшафтов: I. Межгорный равнинный лугозо-степной; II — Межгорный равнинный степной; III — Среднегорный степной; IV — Предгорный послелесной степной; V — Среднегорный остепненный редколесной; VI — Среднегорный лесной; VII — Высокогорный субальпийский лугово-степной; VIII — Высокогорный субальпийский луговой; IX — Высокогорный альпийский луговой. 66, 67 — индексы индивидуальных ландшафтов. — Границы типов ландшафтов; - - - Границы индивидуальных ландшафтов.

ЛОРИЙСКАЯ КОТЛОВИНА

(классификация ландшафтов)

Класс—Горный

А. Подкласс—Среднегорный.

Тип I—Межгорно-равнинный степной.

Подтип 1—Межгорно-равнинный степной, подчиненный.

Вид—а) Межгорная равнина с черноземными выщелоченными почвами, многогумусовыми, тяжело суглинистыми почвами, образованными на аллювиально-пролювиальных отложениях (69, 70, 71).

Подтип 2—Межгорно-равнинный степной, слабо подчиненный.

Вид—а) Предгорная равнина с черноземными карбонатными и слабо выщелоченными, средне-и тяжелосуглинистыми, мощными почвами, образованными на элювиальных, местами элювиально-делювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях (56, 56а).

б) Предгорная слабо наклонная равнина с черноземными карбонатными, среднемошными, тяжелосуглинистыми почвами, образованными на элювиально-делювиальных отложениях вулканогенно-осадочных пород (84).

Подтип 3—Межгорно-равнинный степной (приподнятый—платообразный), автономный.

Вид—а) Межгорное холмисто-волнистое лавовое плато с черноземными выщелоченными, маломощными и среднемошными, каменистыми почвами, образованными на изверженных породах (48, 60, 61, 43).

б) Межгорное, слабо поднятое, отрубленное с трех сторон глубокими каньонами, лавовое плато с черноземными выщелоченными, среднемошными, слабо каменистыми почвами, образованными на изверженных породах (84а).

Тип II—Межгорно-равнинный луго-степной.

Подтип 4—Межгорно-равнинный луго-степной, гидроморфный, местами заболоченный (почвенно-увлажненный).

Вид—а) Межгорная слабо вогнутая равнина с лугово-болотными задернованными, оглеанно-оторфованными почвами, образованными на мощных аллювиально-флювиогляциальных (галечниковых) отложениях (59).

Подтип 5—Межгорно-равнинный луго-степной, субгидроморфный (подпочвенно-увлажненный).

Вид—а) Межгорная равнина с лугово-черноземными, местами болотно-луговыми (в западинах), среднемошными, снизу каменистыми почвами, образованными на мощных аллювиально-флювиогляциальных (галечниковых) отложениях (58).

Тип III—Горно-долинный степной.

Подтип 6 — Горно-долинный, степной типичный (первичный).

Вид—а) Слабо-и средненаклонные склоны с черноземными выщелоченными, слабокаменистыми почвами, образованными на вулканогенно-осадочных породах (72, 73, 75, 76, 78).

б) Средне-и сильнонаклонные склоны горных изолированных массивов с черноземными выщелоченными, каменистыми, эродированными почвами, образованными на вулканогенно-осадочных породах (77, 83, 85).

Подтип 7 — Горно-долинный, степной, послелесной (вторичный).

Вид—а) Слабонаклонные, денудационно-аккумулятивные, террасированные склоны с послелесными черноземными выщелоченными почвами, образованными на мощных делювиально-пролювиальных отложениях (55, 55а).

б) Слабонаклонные склоны предгорного денудационного плато с послелесными, местами черноземными выщелоченными почвами, образованными на мощных элювиально-делювиальных отложениях (49).

в) В разной степени наклонные, расчлененные склоны с послелесными черноземными слабовыщелоченными, местами типичными, каменистыми почвами, образованными на осадочных породах (46).

г) Сильно-, местами средненаклонные, расчлененные склоны с послелесными черноземными выщелоченными, каменистыми почвами, образованными на гидротермально-измененных, местами оруденелых вулканогенно-осадочных породах (45).

д) Средне- и слабонаклонные склоны с послелесными черноземными, слабовыщелоченными, каменистыми почвами, образованными на среднemosной делювий вулканогенно-осадочных пород (87).

е) Каньоны рек с участками лесо-кустарников, пойменных лугов и степей, местами обнаженными склонами, образованными в молодых лавовых потоках (95).

Тип IV—Горно-долинный, лесной.

Подтип 8 — Горно-долинный лесной широколиственный.

Вид—а) Средне- и сильнонаклонные, расчлененные склоны с лесными бурыми выщелоченными, слабо- и среднemosными, каменистыми почвами, образованными под широколиственными, в основном буковыми насаждениями, на вулканогенно-осадочных породах (50, 51, 53а).

б) Средне- и сильнонаклонные, расчлененные склоны с лесными коричневыми выщелоченными и типичными маломощно-среднemosными, каменистыми почвами, образованными под широколиственными (смешанными), в основном дубово-грабовыми насаждениями, на вулканогенно-осадочных породах (86, 89).

Тип V—Горно-долинный, лесостепной.

Подтип 9 — Горно-долинный лесо-степной (остепненный кустарниково-редколесной).

Вид—а) Наклонные, местами денудационно-аккумулятивно-террасированные склоны с лесными коричневыми типичными и остепненными (последесными), маломощными, каменистыми почвами, образованными под мелколиственно-кустарниковым редколесьем и степными травянистыми ассоциациями на вулканогенных породах (54).

Подтип 10 — Горно-долинный, лесо-степной, вторичный (последесной).

Вид—а) В разной степени наклонные склоны с лесными коричневыми типичными и последесными остепненными, слабовыщелоченными, чаще каменистыми, маломощными почвами, образованными под парковыми лесными и степными травянистыми ассоциациями, на вулканогенно-осадочных породах (46, 62, 90).

б) Каньонообразная долина с обнаженными склонами, местами лесными коричневыми слабовыщелоченными остепненными, маломощными, каменистыми почвами, образованными под редколесьем смешанного состава (с преобладанием дуба), на изверженных породах (93).

Б. Подкласс—Высокогорный

Тип VI — Горно-долинный луго-степной субальпийский.

Подтип 11 — Горно-долинный, луго-степной субальпийский, мезофильный с черноземовидными почвами (северной экспозиции).

Вид—а) Сильнонаклонные склоны с луго-степными черноземовидными выщелоченными, маломощными, каменистыми почвами, образованными на осадочных породах (40, 88).

б) Сильнонаклонные склоны с луго-степными черноземовидными выщелоченными, каменистыми, частично эродированными почвами, образованными на вулканогенно-осадочных породах (74, 79).

Подтип 12 — Горно-долинный луго-степной, субальпийский, ксерофильный с типичными (светлого цвета) почвами (южной экспозиции).

Вид а) Сильнонаклонные склоны с типичными (светлого цвета) выщелоченными, маломощными, каменистыми почвами, образованными на вулканогенно-осадочных породах (82).

Тип VII — Горно-долинный луговой субальпийский.

Подтип 13 — Горно-долинный луговой субальпийский, мезофильный.

Вид—а) Слабо- и средненаклонные склоны щитовидного вулканического массива с луговыми коричневыми задернованными, каменистыми почвами, образованными на изверженных породах (65, 66).

б) Слабо-, местами в различной степени наклонное вулканическое плато с луговыми коричневыми задернованными, снизу каменистыми почвами, образованными на изверженных породах (64).

в) Сильнонаклонные, местами крутые склоны с луговыми корич-

невыми слабозадернованными, эродированными почвами, образованными на осадочных породах (44а).

г) Сильно,- местами средненаклонные, расчлененные склоны с луговыми коричневыми, слабозадернованными, местами остепенными (черноземовидными) почвами, образованными на вулканогенно-осадочных породах (44).

д) Слабонаклонный плакорный (платообразный) водораздел и средне- и сильнонаклонные склоны горных массивов с луговыми коричневыми дерновыми, снизу каменистыми почвами, образованными на вулканогенно-осадочных породах (80, 81).

е) Средне- и сильнонаклонные, местами крутые склоны с луговыми коричневыми сильнозадернованными каменистыми почвами, образованными на осадочных породах (42).

ж) Сильнонаклонные склоны вершин с луговыми коричневыми сильнозадернованными почвами, образованными на вулканогенных породах (38).

Тип VIII—Горно-долинный и плакорно-вершинный луговой альпийский. Подтип 14—Горно-долинный и плакорно-вершинный луговой альпийский, влажный.

Вид—а) В разной степени наклонные, расчлененные склоны и узкий плакорный водораздел с луговыми коричневыми, слабозадернованно-оторфованными, местами обнаженными грунтами, образованными на осадочных (известковых) породах (41).

б) В разной степени наклонные субводораздельные склоны с сильнозадернованными, слабооторфованными, слабо-и среднемошными почвами, образованными на вулканогенно-осадочных породах (37, 39).

в) В разной степени наклонные склоны, местами плакорные участки щитовидных вулканических массивов с луговыми коричневыми слабозадернованными, слабооторфованными, маломощными, каменистыми почвами, образованными на изверженных породах (67, 68)¹.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.V.1972.

Գ. Բ. ԳՐԻԳՐՅԱՆ

ԼՆՌՆԱՅԻՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏՆԵՐԻ ԱՆՋԱՏՄԱՆ ԵՎ ԴԱՍԱԿԱՐԳՄԱՆ ՍԿՋԲՈՒՆՔՆԵՐԸ
(ԼՈՌՎԱ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՕՐԻՆԱԿՈՎ)

Ա Մ Փ Ո Փ Ն Ն Մ

ԼՆՌՆԱՅԻՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏՆԵՐԻ ՊԻՏՎՈՒՄ Է ՈՐԱԿՆ ՔՆԱԿԱՆ ՈՐՈՇԱԿԻ ՄԵԾՈՒԹՅԱՆ
ՀԱՄԱՐԻՐ, ՀԱՄԱՐՎԵԼՈՒՄ ԴՐՈՇՄԱՆԱԿ ՄԱՐԱԾՔԻ ՈՆԳԻՆՆԱԼ ԿԱՐԳԱՐԱՆՄԱՆ

¹ Цифры в скобках—индексы индивидуальных ландшафтов.

ստորին միավորը: Այն անջատվում է բնական ուղղաձիգ գոտու սահմաններում ըստ երկրաբանա-լիթոլոգիական և գեոմորֆոլոգիական պայմանների համասեռության հատկանիշի: Այսինքն որպես լեռնային լանդշաֆտ առաջացնող առաջնակարգ գործոն (բնական գոտու սահմաններում) ընդունվում է ապարների բնույթը ու ուղիղ ձևերը:

Անհատական լանդշաֆտների անջատումից հետո կատարվում է նրանց դասակարգումը և ուսումնասիրումը տիպոլոգիական պլանով: Առաջարկվում է լեռնային լանդշաֆտների դասակարգումը կատարել հետևյալ կարգով՝ անջատել դաս-ենթադաս-տիպ-ենթատիպ-սեռ-ենթասեռ-տեսակ:

Լեռնային երկրներում լանդշաֆտները խմբավորվում են մեկ ընդհանուր դասում, որին առաջարկում ենք անվանել լեռնային: Այս դասի սահմաններում անջատվում են երեք ենթադասեր՝ ցածր, միջին և բարձր լեռնային: Լանդշաֆտների տիպերը անջատվում են ըստ բնական ուղղաձիգ գոտիների, այսինքն ամեն մի գոտի համասլատասխանում է մեկ լանդշաֆտային տիպի: Ենթատիպերը անջատվում են՝ միջլեռնային հարթավայրերում լանդշաֆտների ինքնուրույնության աստիճանով, միջին բարձրության լեռներում՝ ենթադասիների կամ թե գոտիների ծագումնային առանձնահատկություններով, իսկ բարձր լեռներում՝ մակրոդիրքադրությունների բաշխվածությամբ:

Սեռերն անջատվում են ապարների տիպերով, ենթասեռերը՝ ապարների տարատեսակներով:

Լեռնային լանդշաֆտների տեսակային խմբավորման ժամանակ որպես չափանիշ օգտագործվում է ուղիղ ձևերի նմանությունը, միջլեռնային հարթավայրի լանդշաֆտներում՝ փոխք ապարների (գոյացումների) հզորության աստիճանը, ինչպես նաև հողա-բուսական ծածկի առանձնահատկությունները:

Լոռվա գոգավորության սահմաններում վերոնշյալ սկզբունքներով անջատվել են հիսուն անհատական լանդշաֆտներ, որոնք խմբավորվել են մեկ դասում, երկու ենթադասերում, յոթ տիպերում, տասնվեց ենթատիպերում և քսանից ավելի տեսակներում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гвоздецкий Н. А. Опыт классификации ландшафтов СССР. Материалы к V Всесоюзному совещанию по вопросам ландшафтоведения. Изд. МГУ, 1961.
2. Геренчук К. И. О морфологической структуре горных ландшафтов. Ландшафтный сборник. Изд. МГУ, 1970.
3. Исаченко А. Г. Задачи и методы ландшафтных исследований. Изд. ВГО, т. 87, 1955.
4. Исаченко А. Г. Основные проблемы ландшафтоведения горных стран. Вопросы ландшафтоведения. Алма-Ата, 1963.
5. Исаченко А. Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. Изд. «Высшая школа», М., 1965.
6. Солнцев Н. А. Природный географический ландшафт и некоторые его общие закономерности. Тр. II ВГ съезда, т. I, М., 1948.
7. Солнцев Н. А. О морфологии природного географического ландшафта. Вопросы географии, сб. 16, 1949.
8. Солнцев Н. А. Некоторые дополнения и уточнения в вопросе о морфологии ландшафта. Вестник МГУ, сер. геогр., №3, 1961.
9. Чупахин В. М. Высотный пояс—низшая региональная единица физико-географического районирования Тянь-Шаня. Известия Кирг. фил. ВГО, I, 1959.
10. Щукин И. С. О факторах дифференциации горных стран на среднегорные и высокогорные (альпийские). Вестник МГУ, сер. геогр., №6, 1962.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552. 322

С. А. ПАЛАНДЖЯН

ОБНАРУЖЕНИЕ ЭРУПТИВНОЙ БРЕКЧИИ УЛЬТРАОСНОВНОГО
СОСТАВА В ПОЛОСЕ РАЗВИТИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ
СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

Во время полевых работ 1963 г., в процессе геологического картирования ультраосновных пород Варденисского района Армянской ССР, нами выявлено эллипсовидное в плане тело эруптивной брекчии ультраосновного состава на северной окраине сел. Карайман, секущее апогарибургиновые серпентиниты гипербазитового комплекса (характеристика последнего приведена в другой работе [1]).

Тело, сложенное эруптивной брекчией, вытянуто в близширотном направлении, размеры обнаженной части 50×15 м. Западный край скрыт под наносами, восточный имеет округлую конфигурацию. Большая часть контактовой линии покрыта элювием, в отдельных участках в экзоконтакте серпентиниты рассланцованы, местами интенсивно брекчированы. По морфологии рассматриваемое тело может быть отнесено к эллипсовидным, вытянутым трубкам.

Порода трубки представляет собой литокристаллокластическую брекчию, с резким преобладанием обломков пород, размеры которых от десятых долей миллиметра до 1—2 см, редко более. Подавляющее большинство обломков остроугольные, реже встречаются округлые. Количество обломков в разных частях тела непостоянное и местами достигает 30—40% объема породы. Преобладают обломки вытянутой формы, однако расположены они беспорядочно.

Наиболее распространены обломки серпентинитов (петельчатых и спутанно-волокнистых), часто встречаются обломки вулканических пород (спилитов, сильно хлоритизированных миндалекаменных базальтоидов, диабазов с интерстиционным кварцем, андезитовых порфиритов). Единичные обломки сложены пироксенитом, полимиктовым песчаником, известняком. Следует отметить, что все эти породы участвуют в строении мезозойских офиолитов района и обнажаются на южных склонах Севанского хребта.

Среди минеральных обломков установлены полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз, карбонат (обломки крупных монокристаллов), хромшпинелид (с пойкилитовыми включениями серпентинизированного оливина).

Цементирующая масса имеет серпентин-карбонатный состав, с преобладанием карбоната, образующего мелкозернистый аллотриоморфный агрегат. Серпентин представлен волокнистыми выделениями.

призмочками, линзовидными кристалликами, развит неравномерно. Карбонат образуется позже серпентина и местами полностью замещает его.

Характерно развитие в основной массе призматических кристаллов темной слюды (в одном случае наблюдался обломок крупного кристалла). Слюда развита весьма неравномерно, участками отсутствует, и составляет незначительную часть цементирующей массы (не более 1—2%). На некоторых образцах слюда видна макроскопически, в виде пластинчатых выделений размером до 2 мм. Преобладают мелкие кристаллы слюды (длиной в первые десятые доли миллиметра), все они имеют вытянутую, призматическую форму. Плеохроизм в коричнево-бурых тонах, схема абсорбции $N_g = N_m > N_p$. Большинство кристаллов слюды деформировано, наблюдается изгиб следов спайности; в отдельных случаях между листочками проникает карбонатный материал. В одном случае наблюдалось упирание призмочки слюды в серпентиновый обломок и «ксеноморфизм» слюды относительно последнего. Эти взаимоотношения показывают, что слюда относится к минералам цементирующей массы и кристаллизовалась до карбонатов.

В цементирующей массе установлены редкие мелкопризматические кристаллы циркона, а также очень редкие изометричные выделения не диагностированного минерала с высоким рельефом, изотропного, желтовато-бурого, размером в сотые доли миллиметра.

Химический анализ средней пробы, отобранной со всей площади обнажения эруптивной брекчии, произведен в химлаборатории ИГН АН Арм. ССР (аналитик С. Чаталян), данные анализа следующие (весовые %): SiO_2 —25,82; TiO_2 —0,16; Al_2O_3 —6,03; Fe_2O_3 —5,02; Cr_2O_3 —0,88; FeO —1,32; CaO —18,42; MgO —17,05; Na_2O —0,50; K_2O —0,50; CO_2 —20,50; H_2O —2,17; сумма—100,61.

Согласно анализу той же пробы в лаборатории НИГМИ, количество TiO_2 —0,53%, K_2O и Na_2O —0,23%, в содержании остальных компонентов существенных различий нет.

Данные анализов показывают, что брекчия отличается от вмещающих серпентинитов повышенными содержаниями K_2O , Na_2O и TiO_2 , приближаясь по составу к щелочным ультраосновным породам. Согласно спектральным анализам, рассматриваемая брекчия содержит относительно высокие количества Zr (0,001—0,01%), Ga (0,001%), Sr (0,003—0,03%), Li (0,003—0,01%), что не характерно для альпийно-типных гипербазитов. Следует отметить, что анализировалась брекчия в целом, без удаления ксенолитов; судя по минеральному составу цементирующей массы, последняя относится к щелочным—ультраосновным образованиям (с наложенной интенсивной карбонатизацией).

Можно предполагать, что описанная эруптивная брекчия имеет определенное отношение к алмазоносности Амасия-Севанского гипербазитового пояса. Известна алмазоносная брекчия близкого состава (промежуточного между перидотитами и кимберлитами), секущая мезозойские гипербазиты хребта Бобарис на юго-востоке острова Калимантан [2].

Представляется целесообразным отбор и изучение на алмазность крупной пробы из ультраосновной брекчии у сел. Караиман.

Ереванский Политехнический институт
им. К. Маркса

Поступила 24.IV.1973.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Паланджян С. А.* Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
2. *Трофимов В. С.* Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. «Недра», М., 1967.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549. 21

Г. Г. МИРЗОЯН

ШУНГИТ ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Шунгит впервые был обнаружен в Заонежском районе Карелии, около с. Шуньга, откуда произошло его название. Позднее шунгит был встречен в ряде других пунктов Советского Союза и за рубежом. Тем не менее в настоящее время число мест, где известен шунгит, в общем невелико.

Описанию шунгита, его генезису посвящена обширная литература [1, 2, 3 и др.]. Несмотря на это, о природе и генезисе шунгита нет общепризнанного мнения. Долгое время он считался минералом, образовавшимся за счет метаморфизации углей и битуминозных веществ и рассматривался как крайний член в ряду аморфного углерода. О. М. Шубникова полагает, что шунгит является физической разновидностью гексагональной модификации углерода [1].

Существует представление и о происхождении шунгита, приуроченного к породам спилито-альбитофировой формации, где шунгит встречается в разнообразных минеральных ассоциациях. Наиболее часто он находится вместе с карбонатами и реже с кварцем, пиритом, пирротинном, халькопиритом и другими минералами [2].

В этой связи выявление шунгита в породах Алавердского рудного района, с минералогической точки зрения, представляет определенный интерес.

При геолого-минералогических исследованиях в Алавердском рудном районе в искусственных шлихах из пород субвулканической, жерловой и других фаций, в тяжелой электромагнитной фракции автором был обнаружен минерал, который по своим оптическим и химическим признакам, а также внешнему облику соответствует шунгиту.

Шунгит встречается в основном в липаритовых порфирах (ед. зерна—27, 24 г/т); значительно меньше встречается в липарито-дацитах (ед. зерна—5,86 г/т); дацитах (ед. зерна—6,81 г/т); еще меньше—в андезитах и диабазах (ед. зерна). В породах мезозойского возраста наблюдается резкое повышение концентрации шунгита от древних к молодым образованиям. В палеогеновых образованиях содержание минерала резко понижается (ед. зерна—2,5 г/т).

В тяжелой фракции наиболее часто совместно с шунгитом встречаются следующие минералы: магнетит, самородное железо, иоцит, ильменит, гематит, пирит, гранат, циркон, апатит, муассанит, корунд, анатаз, пироксен и др.

Минерал черного цвета, в тонких осколках просвечивает бурым цветом, металлоидным блеском и типично выраженным раковистым изломом, хрупкий. Микротвердость полированного минерала, помещенного в брикет, равна $189-205 \text{ кг/мм}^2$ (замеры производились на приборе ПМТ—3). Твердость Нср. в переводе на шкалу Хрущева [4] равна 3.8. Содержит мельчайшие зерна магнетита и шарики иоцита. Оптически изотропный, показатель преломления, измеренный иммерсионным методом, равен 1,670.

Спектральный анализ пробы минерала весом 2 мг, произведенный в лаборатории Института геологических наук АН Арм. ССР М. Я. Мартиросяном на приборе ИСП—28, экспозиция 3 сек., показал сравнительно интенсивно выраженную линию углерода, примерно равную 8% (пробы сжигались на медном электроде).

Полуколичественный спектральный анализ, выполненный в лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитик А. С. Дудыкина), показал присутствие элементов-примесей, характерных для шунгита: Ca, Sr, Mg, Ti, Si, Cu, V, Mo, As, Cr, Co, Ni; кроме того, отмечаются Mn, Ag, Zn, Al, Fe, Ba, Pb, присутствие которых, по-видимому, можно объяснить наличием сростков и включений рудных минералов в самом шунгите (табл. 1).

Таблица 1

Содержание микроэлементов в шунгите

Минералы	Э л е м е н т ы																			
	As	Pb	Mo	V	Cu	Mn	Ag	Na	Zn	Ti	Co	Ni	Mg	Si	Al	Fe	Cr	Ca	Sr	Ba
Шунгит	0,01—0,03	0,01—0,03	0,04—0,06	0,004—0,006	0,1—0,3	0,1	0,0001—0,0003	? мешает Zn	1—3	0,1—0,3	0,004—0,006	0,001—0,003	0,4—0,6	7—9	1—3	7—9	0,04—0,06	1—3	0,01—0,03	0,07—0,09

Наличие шунгита в изученных породах Алавердского рудного района мы склонны объяснить либо процессами ассимиляции магмой метаморфического комплекса фундамента, либо же углисто-глинистых сланцев верхнебайос-батского возраста.

В первом случае можно полагать, что шунгит поступил в магму в виде минерала, во втором случае—в магму попало углистое вещество, которое в ходе становления субвулканических тел липаритовых порфиров, липарито-дацитов и других образований метаморфизовалось до шунгита.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Александров А. И.* Шунгит в породах и жилах спилито-альбитофировой формации окрестностей г. Красноуральска (Средний Урал). Записки Всесоюзн. минералогич. общества, ч. 85, вып. 3, 1956.
2. *Беляков М. Ф.* Шунгитоподобный минерал из Северо-Западной Якутии. ДАН СССР, т. 58, №5, 1947.
3. *Лебедева С. И.* Определитель микротвердости минералов. Изд. АН СССР, 1963.
4. *Шубникова О. М.* Шунгит. Минералы СССР, т. I, 1940.

УДК 550. 385. 36.

О. М. БАРСУКОВ, Л. А. АХВЕРДЯН

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ БУХТООБРАЗНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

Бухтообразные возмущения могут возникать как единственное возмущение на фоне спокойного поля или накладываться одно на другое или же присутствовать в общем магнитном возмущении.

Поскольку геомагнитная бухта вызвана системой электрических токов в ионосфере и ввиду того, что источник находится на расстоянии, намного превышающем область наблюдений, то амплитуда и периоды бухт на 3-х магнитных станциях Зангезурского полигона (Гярд, Кафан, Горис) не должны отличаться друг от друга. Расстояние между станциями соответственно составляет 20—50—40 км.

Однако, опубликован ряд работ [2, 4], где указывается, что между бухтообразными возмущениями, на таком близком расстоянии, может существовать разница.

В работе В. Г. Кузнецовой [3] приведены результаты исследований бухтообразных возмущений в ряде пунктов Закарпатья, которые показали заметную разницу амплитуд не только в Z компоненте, но и в H и D .

Более вероятной причиной в различии амплитуд геомагнитных бухт авторы [2, 3] считали анизотропию электропроводности земной коры и верхней мантии.

В статье [1] сообщалось о наблюдении «сейсмоманнитного эффекта» в Зангезурском полигоне.

Одной из причин геомагнитных вариаций «тектономаннитного эффекта» может являться различная электропроводность по профилю наблюдений.

Исходя из этого, мы попытались установить систематические различия путем исследования бухтообразных возмущений, которые произошли в течение августа-октября 1969 г. на 3-х станциях. Для каждой бухты определялось максимальное отклонение от прямой линии, соединяющей начало и конец возмущения на магнитограмме. Для анализа брались бухты с различными периодами в один и тот же день с тем, чтобы показать, что отношения ΔH и ΔD не зависят от периода ($\Delta H/\Delta D$ —для Гярда, $\Delta H_2/\Delta D_2$ —Кафана, $\Delta H_3/\Delta D_3$ —для Гориса).

Результаты измерений представлены на фигурах и в табл. 1.

Таблица 1

 ΔZ

Число месяц	Название пункта	Время вариации	Амплитуда ΔZ в мм	Значение ΔZ в γ (гаммах)
18.08	Гярд Горис	21 ч. 00 мин. .	1.8	3.09
			2.0	4.88
26.08	Гярд Кафан	5 ч. 30 мин. .	1.3	3.17
			2.0	2.94
27.08	Гярд Горис Кафан	4 ч. 00 мин. . .	1.7	4.05
			2.2	5.46
			2.9	4.10
6.09	Гярд Горис	3 ч. 20 мин. .	1.9	4.96
			3.2	7.00
7.09	Гярд Горис	01 ч 00 мин. .	1.2	3.14
			2.5	5.84
30.09	Гярд Кафан	22 ч. 00 мин. .	1.7	4.45
			3.8	4.37
4.10	Гярд Кафан	20 ч. 50 мин. .	1.0	2.97
			3.0	3.30
13.10	Гярд Кафан	22 ч. 10 мин. .	1.1	2.90
			2.5	2.75

Из данных таблицы 1 видно, что значения поля ΔZ в Гярде и Кафане мало отличаются друг от друга, в то время, как в Горисе оно несколько завышено.

При рассмотрении полученных эллипсоидальных фигур (фиг. 1 а, б, в, г) также отмечается, что для Гориса значения в направлениях ΔH и ΔD превышают по величине значения в Гярде и Кафане.

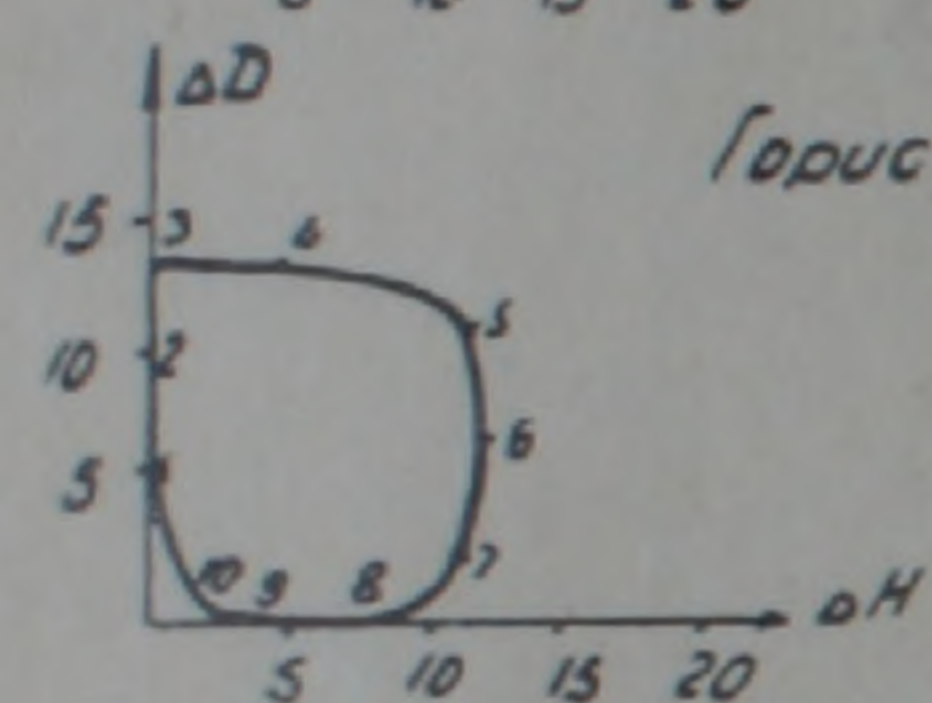
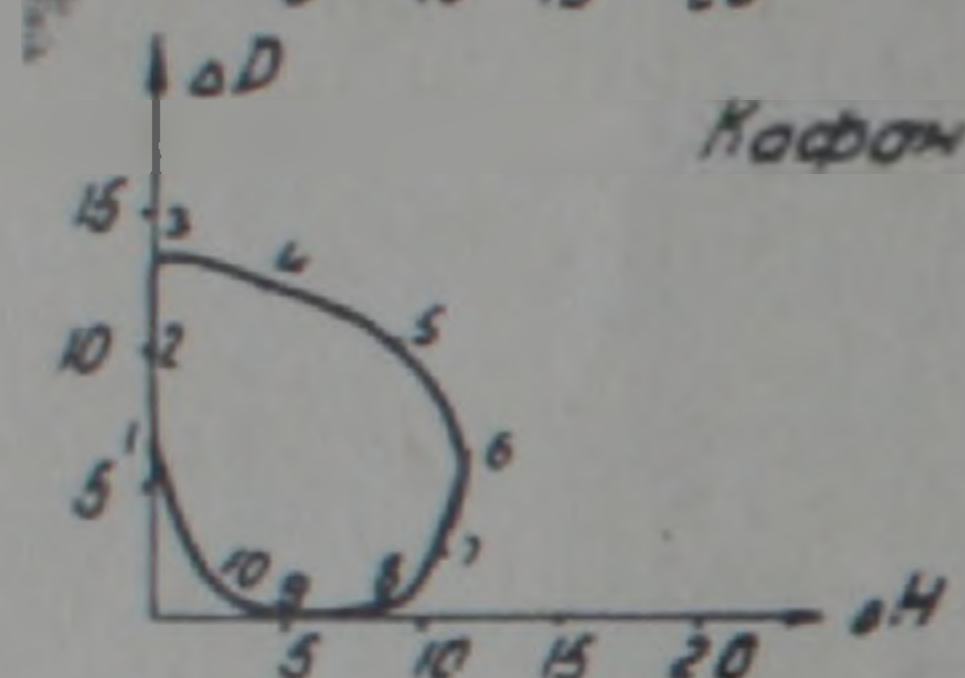
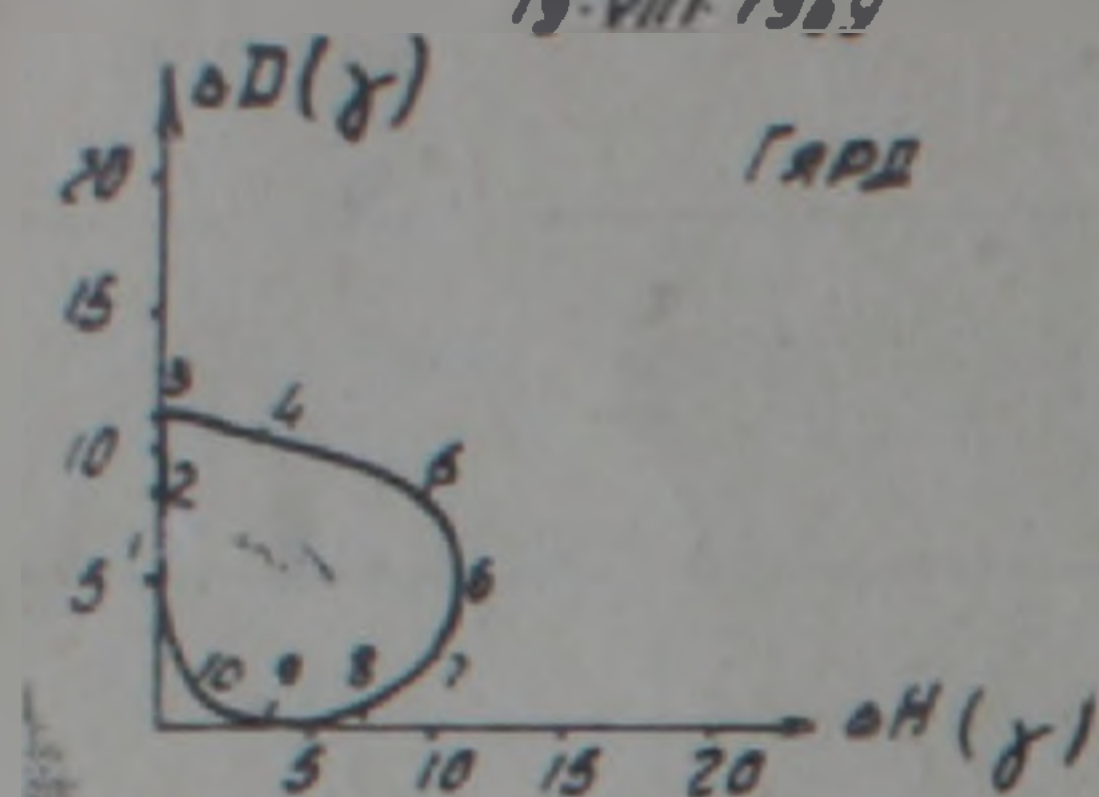
Мы попытались объяснить повышенное значение Гориса аппаратным эффектом. Ошибки, вносимые эффектом, могут возникать: от неправильной ориентировки домиков; от неверного параметра колец; от температуры.

Температурная поправка составляет $1\gamma/^\circ\text{C}$, что не должно повлиять на наши измерения, т. к. изменения температуры в выбранном нами периоде незначительны.

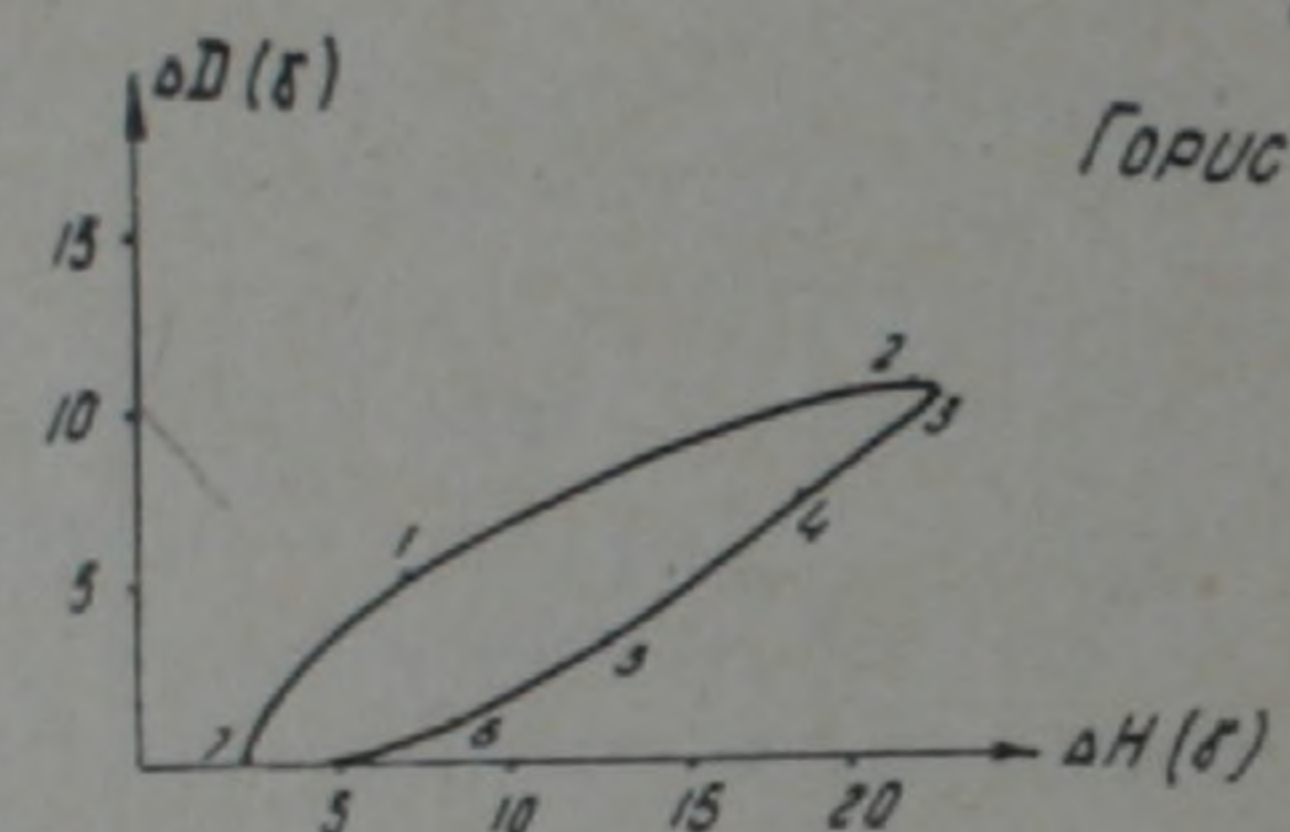
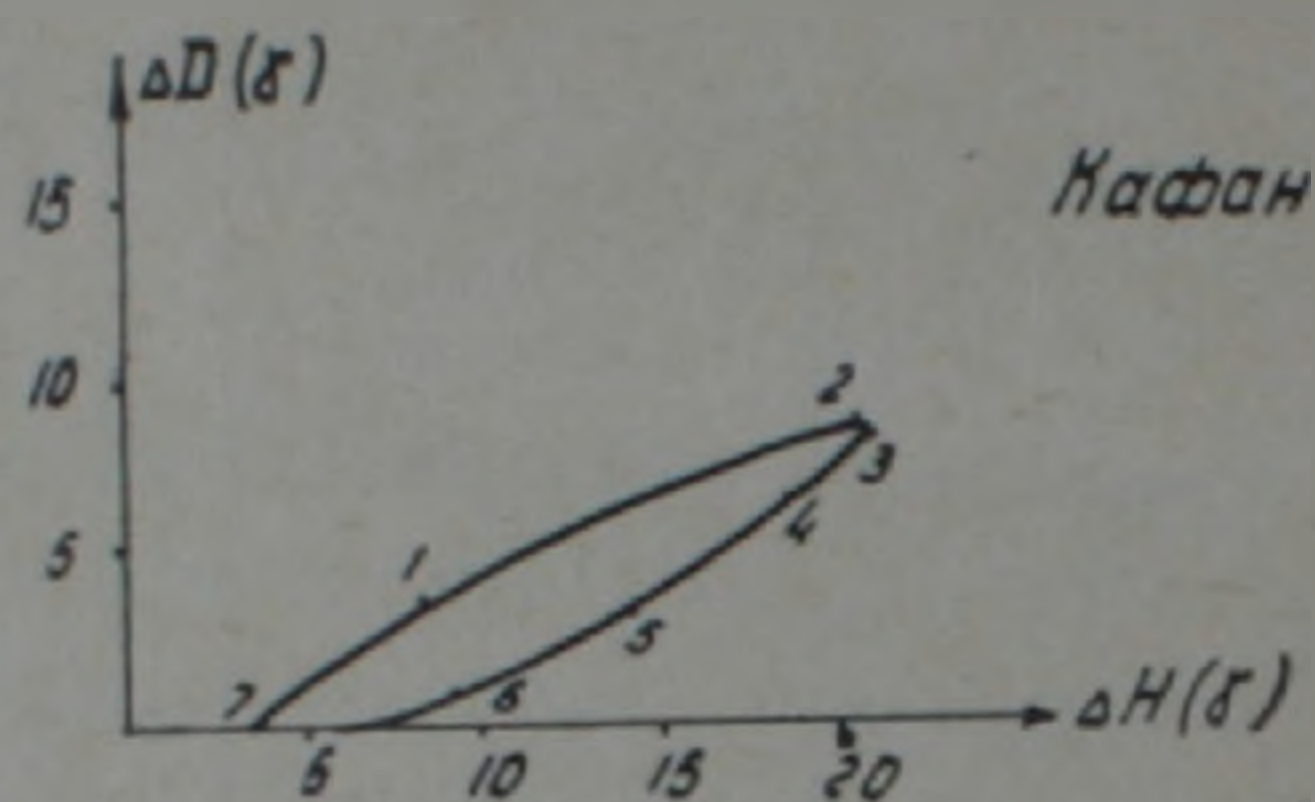
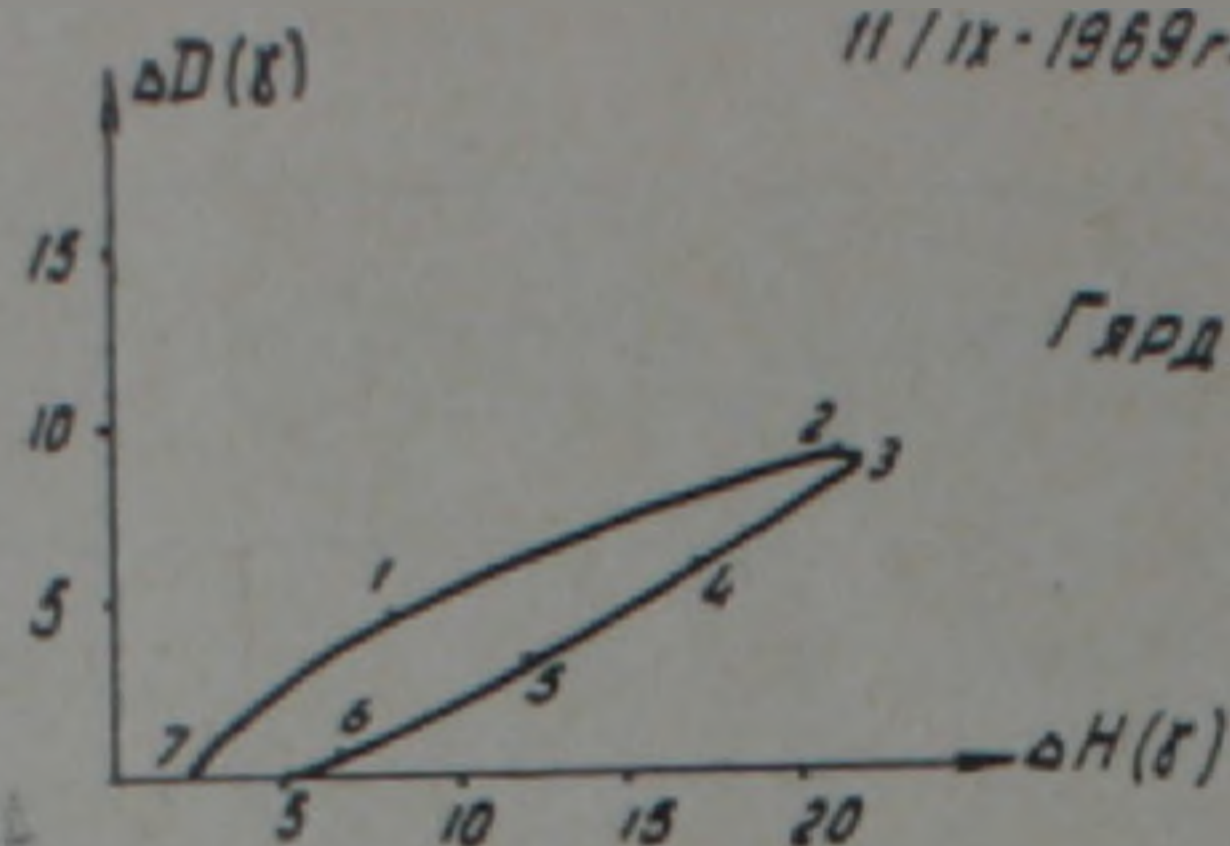
Чтобы учесть ошибки, связанные с аппаратурой, станция, работающая в Горисе, была перевезена в Кафан и поставлена на синхронную запись. При сравнении записей, выполненных на Кафанской и Горисской станциях, выяснилось, что ошибка, связанная с аппаратурой, не превышает 2,5% (табл. 2), в то время как различия в значениях ΔH , ΔD , ΔZ в Горисе составляют более 10—15%.

Полученное различие может быть связано с влиянием геоэлектрического разреза. Геоэлектрический разрез в Гярде и Кафане можно считать одинаковым, а в Горисе—наличием слоя высокого сопротивления. Для выяснения наших предположений на участке Горис был проведен

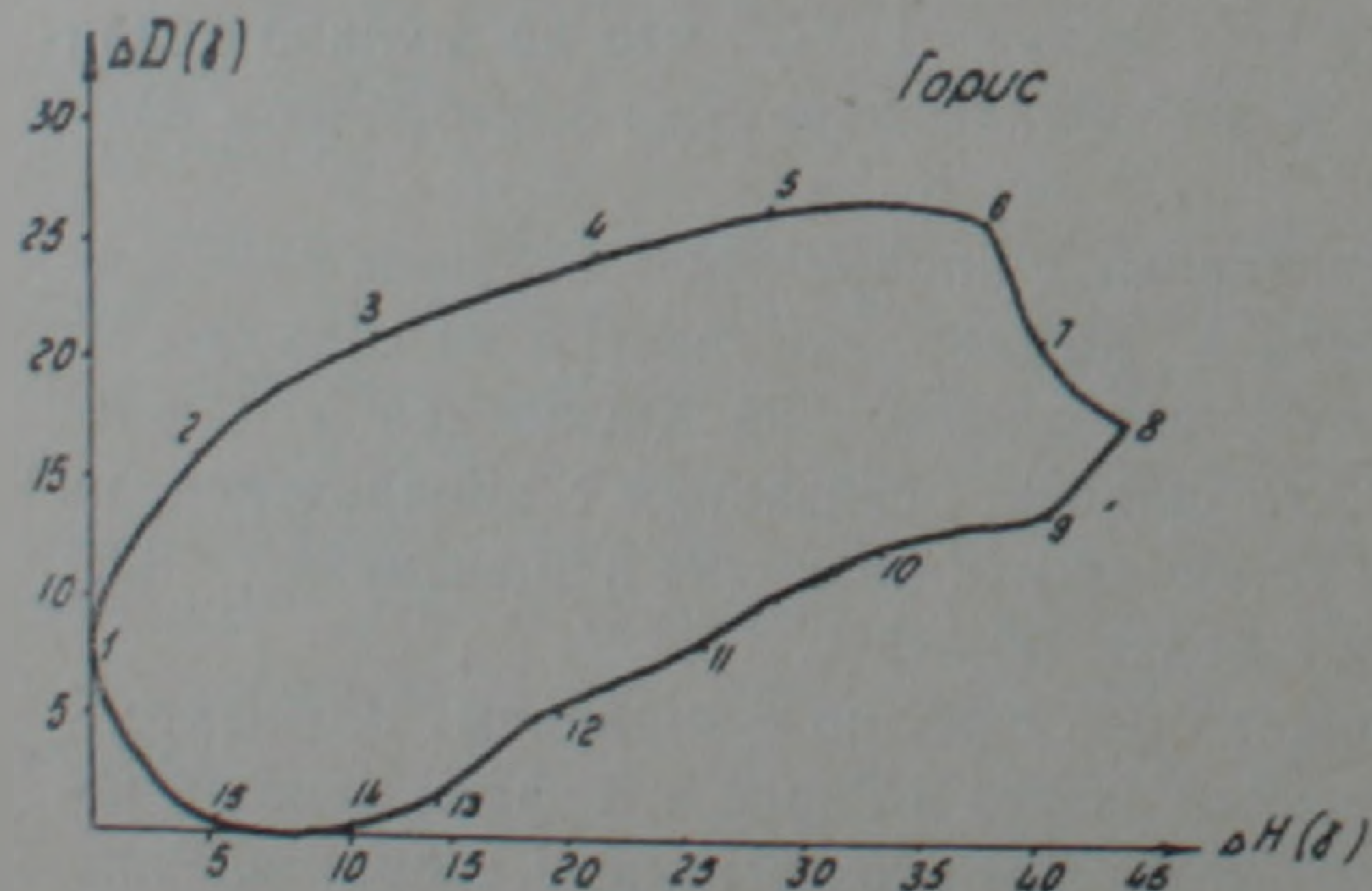
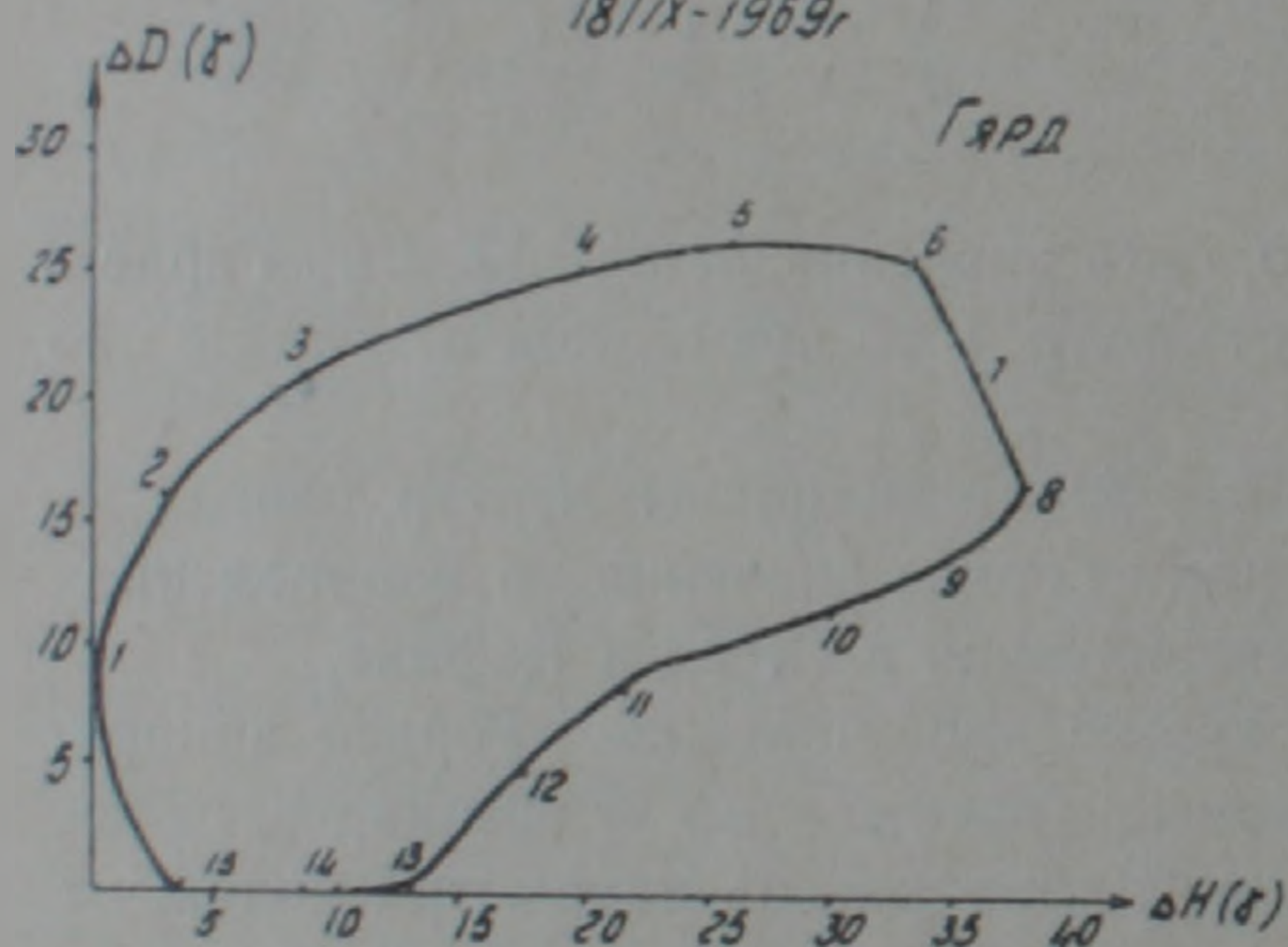
19-VIII-1969



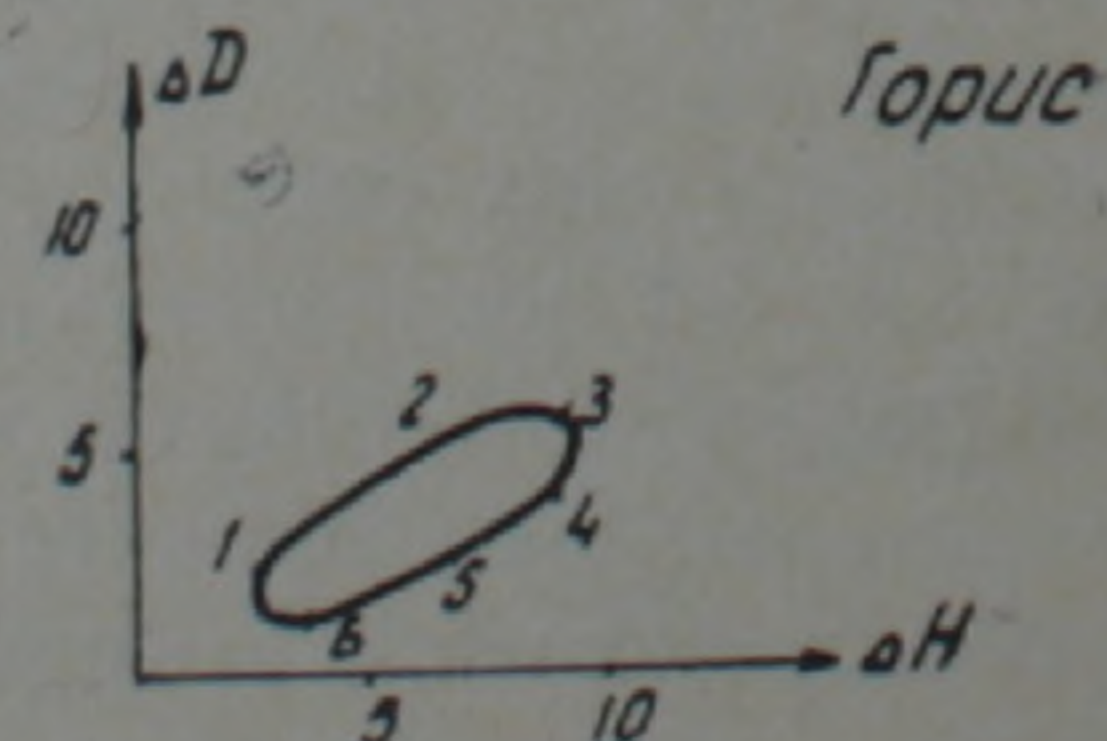
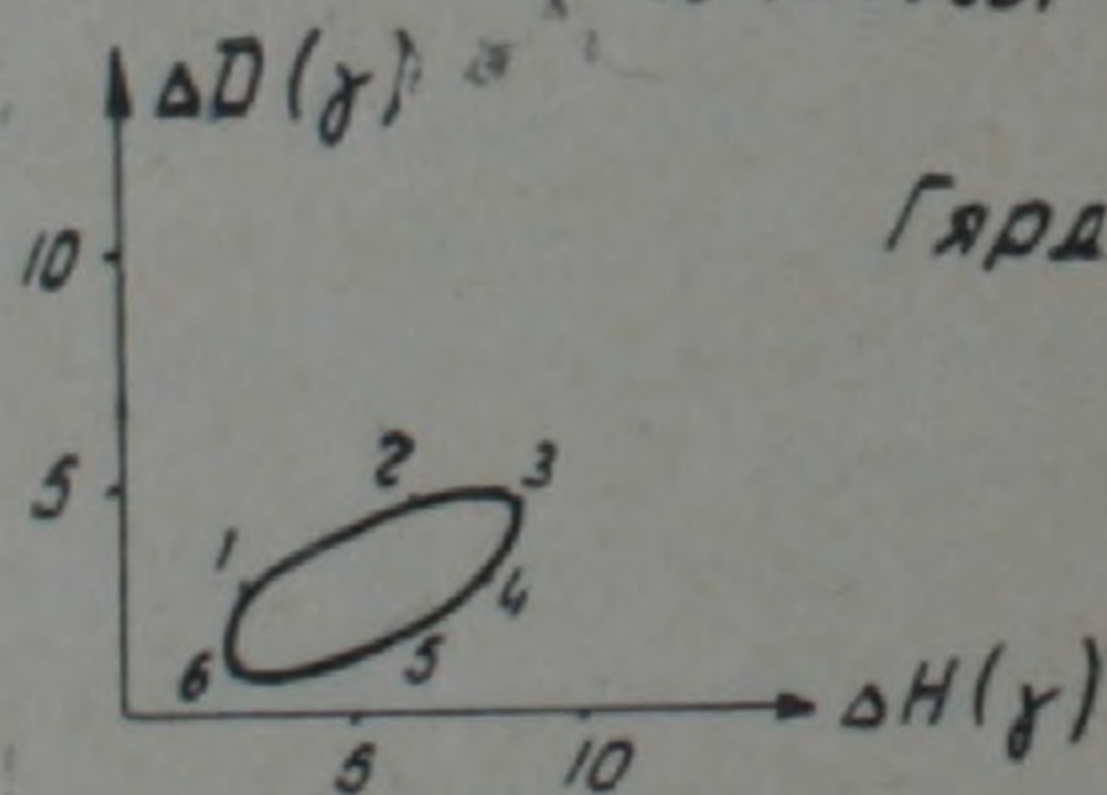
11/IX-1969г.



18/IX-1969г.



20-IX-1969г.



в

г

Фиг. 1. а, б, в, г. Векторные диаграммы бухтообразных возмущений ст. Гярд, Кафан, Горис.

Таблица 2

Проверка аппаратуры

Число месяц	Название пункта	Время вариации	Амплитуда ΔZ в мм	Значение ΔZ в γ (гаммах)
4.10	Кафан (1)	13 ч. 10 мин.	10,8	15,4
	Кафан (Горис)	"	11,2	15,7
	Кафан (1)	20 ч. 45 мин.	15,8	22,4
	Кафан (Горис)	"	16,0	22,5
13.10	Кафан (1)	22 ч. 00 мин.	8,5	12,1
	Кафан (Горис)	"	8,8	12,3
14.10	Кафан (1)	13 ч. 00 мин.	9,5	13,5
	Кафан (Горис)	"	9,0	12,9
	Кафан (1)	20 ч. 50 мин.	6,5	9,8
	Кафан (Горис)	"	6,9	9,6

ВЭЗ и анализировано внезапное начало магнитных бурь. Эти данные подтверждают наши предположения.

Таким образом, можно констатировать, что фиксированная «аномалия» [1], которая нами была предположительно рассмотрена, как сейсмамагнитный эффект, не является результатом электропроводности.

Институт Физики Земли АН СССР,

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм. ССР

Поступила 7.IX.1972.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г., Ахвердян Л. А. О наблюдении «сейсмамагнитного» эффекта у очага Зангезурского землетрясения 1968 г. VIII Всесоюзная конференция по постоянному магнитному полю и по палеомагнетизму. Часть II, Киев, 1970
2. Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е. Некоторые закономерности геомагнитных бурь на Сахалине. Геомагнетизм и аэрономия, №1, 1966
3. Кузнецова В. Г. Сравнение геомагнитных вариаций, зарегистрированных в ряде пунктов Закарпатья. Геомагнетизм и аэрономия. Том IX, №6, 1969.
4. Wiese H. Geomagnetische Tiefentelurik Akademie—Verlag, Berlin, 1965.

Научная хроника

А. А. ГАБРИЕЛЯН, Л. С. МЕЛИКЯН

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ
«ОФИОЛИТЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ»

Развитие геологической науки во второй половине XX века знаменуется тремя важными достижениями. Первое из них касается изучения огромных по занимаемой площади материков Арктики и Антарктиды. Новые геологические и геофизические данные, полученные за последние годы, значительно уточняют наши представления о геологическом строении этих континентов и, тем самым, и о строении и развитии земной коры в целом.

Второе важное научное открытие относится к океанам. До последних десятилетий все научные гипотезы, теории и закономерности, относящиеся ко всем кардинальным вопросам геологии—диастрофизму, магматизму, эндогенной минерализации и др., основывались исключительно на материалах континентальной коры. А океанические пространства, занимающие три четверти всей поверхности земли, оставались неизученными.

Развернувшиеся в различных странах мира большого масштаба геологические и геофизические исследования дна океанов и подводных океанических хребтов дали много нового ценного материала, который в ряде случаев в корне меняет наши представления о строении и развитии земной коры в целом и освещает состав и строение базальтового слоя коры и верхней мантии.

В результате этих исследований выявлены планетарные подводные рифтовые пояса, которые характеризуются линейным, магнитными и гравиметрическими аномалиями и широким развитием основных и ультраосновных магматических пород офиолитовой формации.

Третьим важным достижением является комплексное исследование важнейших проблем научными учреждениями различных стран мира. Организован ряд международных научных организаций, который осуществляет координацию работ разных стран мира и организует совместные исследования. Получены первые результаты; составлены международные геологические, тектонические и металлогенические карты; ведутся совместные исследования по изысканию методов прогноза землетрясений и т. д.

Эти новые геолого-геофизические материалы и, в частности, данные по океанам, позволяют обсуждать современные кардинальные вопросы строения земной коры в иных аспектах и гораздо более глубоко, чем это представлялось раньше.

Одной из таких интересных и актуальных проблем современной геологической науки и является проблема офиолитовой ассоциации, ее происхождение и тектоническое положение в земной коре.

Этой проблеме и был посвящен международный симпозиум, созданный подкомиссией по тектонической карте мира, комиссией по структурной геологии МСГН, Геологическим институтом АН СССР и академиями наук Узбекской ССР и Азербайджанской ССР, с 31/V по 2/VI 1973 г. в Москве.

За последние годы офиолитовая ассоциация горных пород привлекает к себе всеобщее внимание в связи с тем, что составляющие часть этой ассоциации формации ультрабазитов являются единственными породами, посредством которых можно получить представления о составе базальтового слоя земной коры и верхней мантии.

До последнего времени подавляющее большинство ученых рассматривало офиолитовую ассоциацию пород, включая и ультрабазиты, габбро, а также базальтовые и диабазовые лавы, как продукт «инициального» магматизма эвгеосинклиналей (по Г. Штилле), или как «триада» (ультрабазит-базит-радиолярит) Г. Штейнмана.

В настоящее же время многие советские и зарубежные ученые в свете новой концепции глобальной тектоники (тектоники плит) стали рассматривать указанную ассоциацию пород как продукт первичной океанической коры, возникающий в поясах растекания земной коры («Спрединга») и выведенный в верхние горизонты последней последующими тектоническими движениями.

В работах симпозиума участвовали более 200 геологов-тектонистов и магматистов из различных геологических учреждений СССР и около 50 ученых, представляющих различные страны мира (США, Англия, Франция, Италия, Япония, Новая Зеландия, Австралия, Канада, Югославия, Малайзия, Гватемала, Венесуэла и др.).

Было зачитано и обсуждено около 35 докладов, охватывающих все основные тектонические, хронологические и, частично, петрологические аспекты офиолитовой проблемы.

Научный интерес к этой проблеме еще более возрос в последнее время в связи с установлением следующих новых положений:

1. Почти без исключения во всех зонах развития офиолитовой формации породы ультрабазитов, габбро и их эффузивных фаций ассоциируют с глубокоководными кремнистыми породами.

2. Нахождение пород офиолитовой формации (ультрабазиты и базиты) в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов.

3. Преимущественно протрузивный характер залегания пород ультрабазитовой формации, что затрудняет точно датировать их геологический возраст.

Как доклады, так и оживленная дискуссия, развернувшаяся в конце симпозиума, охватили три основные группы вопросов геологии офиолитовой формации: 1. Возрастное положение офиолитов; 2. Сходство пород офиолитовой формации континентальной коры (палеозойских и мезокайнозойских складчатых областей) с ультраосновными и основными магматическими породами, обнаруженными в рифтовых зонах подводных срединноокеанических хребтов; 3. Происхождение (магматическое или тектоническое становление) офиолитов.

Первый из поставленных вопросов особой дискуссии не вызвал. Почти все докладчики и выступавшие в прениях были единодушны в том, что породы ультрабазитов и габбро офиолитовой ассоциации на современных эрозионных срезах земной коры находятся во вторичном залегании и их контакт с вмещающими породами—тектонический. Поэтому их стратиграфическое положение в разрезах не отражает время их первичного становления, в связи с чем скорее можно говорить об их верхнем пределе возраста на основании нахождения их обломков в фаунистически охарактеризованных осадочных толщах.

Почти общепризнанным можно считать кембрий-ордовикский возраст пород офиолитовой формации в палеозойских складчатых областях и юра-нижнемеловой возраст—в мезозоидах и альпидах.

При сравнении пород офиолитовой ассоциации континентов с образцами ультраосновных и основных пород, взятых из подводных океанических хребтов, обнаруживается их большое сходство. Вместе с тем, в ряде случаев наблюдаются и некоторые различия в петрохимии сравниваемых комплексов, что, по-видимому, обусловлено неоднократной тектонической переработкой пород офиолитовой формации континентальной коры и их метаморфизмом.

В наиболее полно представленных разрезах офиолитовой ассоциации (например, на Урале, Аппалачах) типична следующая стратиграфическая последовательность залегания пород:

1. В основании комплекса (ассоциаций) залегают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, которые выше сменяются продуктами их высокотемпературного метасоматоза, сопровождавшегося привнесением кальция и алюминия—клинопироксенитами, верлитами, трактолитами.

2. Выше располагается сложно дислоцированный комплекс габброидов, габбро-амфиболитов, поверх которых местами залегают тоналиты и плагиограниты, образовавшиеся метасоматическим путем за счет габбро-амфиболитов.

3. В верхней части разреза офиолитовой ассоциации лежит комплекс эффузивно-осадочных пород—шаровые и подушечные толеитовые базальты, пикриты, спилиты, диабазы и их пирокласты, переслаивающиеся красными радиоляритами и другими кремнистыми осадочными породами (базальт-радиоляритовая и диабаз-радиоляритовая формации).

Однако, следует отметить, что приведенная нормальная стратиграфическая последовательность пород рассматриваемой ассоциации в природе наблюдается редко.

В большинстве же случаев, в результате многоактных, преимущественно субгоризонтальных тектонических движений породы офиолитового комплекса выведены в верхние горизонты земной коры в виде тектонических пластин, сильно раздроблены, разлинзованы, брекчированы и хаотически смещены с породами вмещающей формации и превращены в сложную тектоническую смесь—«цветной меланж». В таких усло-

виях установить истинную последовательность залегания отдельных членов пород этой ассоциации очень трудно.

Детальное сравнение петрологии и химизма пород Северо-Апеннинского офиолитового комплекса и экваториальной части Срединно-Атлантического хребта, предпринятое Э. Бонатти (США), П. Эльтера, Д. Феррари и Ф. Инноченти (Италия), показало их одинаковый состав и тем самым подтвердило концепцию о том, что офиолиты Апеннинского хребта являются фрагментами океанической коры.

По сообщению П. Л. Безрукова, последним, 54 рейсом научно-исследовательского судна «Витязь» обнаружены метаморфизованные основные и ультраосновные породы в восточной части Индийского океана (в зоне разлома). Этот факт свидетельствует о том, что породы ультрабазитовой формации широко распространены не только в срединноокеанических хребтах, но и на океанических платформах—таласократонах.

Установление наличия аналогов пород океанической коры и верхней мантии на континентах имеет огромное научное и практическое значение.

Теперь с достаточной долей вероятности можно считать, что современные складчатые области в начале своего заложения и развития имели океанический тип коры и что гранитный (гранито-гнейсовый) слой и земная кора в целом являются результатом сложного геосинклинального процесса развития.

С другой стороны, открытие пород типа океанической коры и верхней мантии в континентах позволяет узнать о составе и строении нижних горизонтов коры и верхней мантии непосредственными геологическими наблюдениями, не прибегая к дорогостоящему бурению сверхглубоких скважин.

Вместе с тем, остается еще не ясным, являлись ли палеозойские и мезо-кайнозойские геосинклинали аналогами современных океанических впадин? Возможно, что в палеогеографическом отношении бывшие эвгеосинклинали отличались от современных океанических бассейнов, о чем свидетельствуют большие изменения фаций и мощностей отложений в первых, в противоположность вторым, на дне которых развиты сравнительно однообразные глубоководные осадки.

Наиболее вероятным представляется гипотеза о том, что эвгеосинклинали прошлого представляли собой сравнительно узкие и глубоководные трог, ограниченные и расчлененные разломами глубокого заложения.

Остается спорным вопрос происхождения пород ультрабазит-базитовой формации. На симпозиуме вырисовывались три направления решения этого вопроса.

А. В. Пейве, А. Л. Книппер и др. отстаивают мнение о немагматическом, твердом, тектоническом перемещении пород океанической коры в верхние горизонты литосферы. Другие исследователи (Ж. Обуэн, Т. Кимура, И. Курада и др.) защищают концепцию о магматическом становлении ультрабазитов. По Ж. Обуэну офиолиты—это плутоно-вулканические массивы, излившиеся прямо на океаническое дно, где под по-

кровом быстро застывшей корки шаровых лав произошла их кристаллизация с одновременной гравитационной дифференциацией. Эта гипотеза хорошо объясняет последовательность петрографических типов пород от серпентинитов в основании до шаровых лав в верхней части, а также их ассоциацию с радиоляритами.

Имеется и третья точка зрения, сторонники которой придерживаются компромиссного решения вопросов. Согласно этой гипотезе в составе офиолитовой ассоциации имеются как породы магматического происхождения, так и отторженцы первичной океанической коры, в твердом состоянии выведенные в литосферу.

Таким образом, подводя итоги работы симпозиума, можно прийти к заключению, что наряду с большими достижениями в области изучения пород офиолитовой ассоциации, многие вопросы тектоники и петрологии этой группы пород остаются еще неясными и для их решения требуются новые исследования.

После сессии состоялись полевые экскурсии в районы развития офиолитовых формаций Средней Азии и Азербайджанской части Малого Кавказа.

На территории Армении породы офиолитовой формации составляют две отчетливо выраженные зоны—Севано-Амасийскую и Вединскую, являющиеся восточным продолжением громадных офиолитовых поясов Динарид-Элленид-Анатолид.

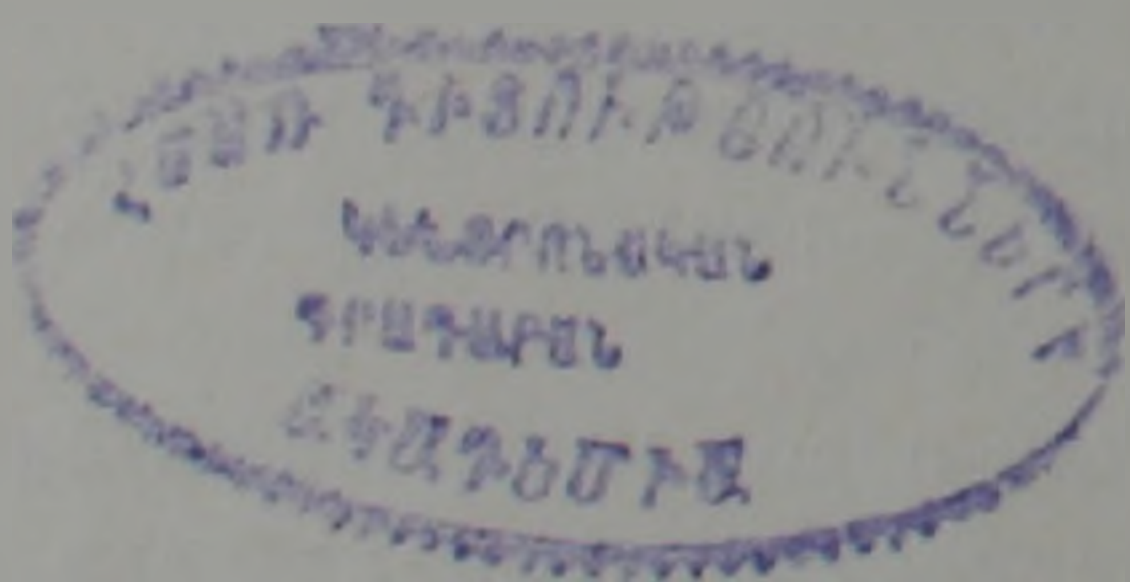
Комплексное изучение геологического положения и состава ультрабазитов, базитов и ассоциирующих с ними кремнистых осадочных пород должно являться одной из актуальных задач геологии нашей республики.

Ереванский государственный университет,

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 29.VI.1973.



Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

ВФ 05842. Подписано к печати 13/XI 1973 г. Тираж 875. Изд. 3957. Заказ 613.

Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 6,0+2 вкл. Бум. л. 3,0.

Усл. печ. л. 8,4. Уч. изд. листов 7,06.

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