

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год  
на русском и армянском языках

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳԻՍ.

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),  
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-  
սարյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.  
Ա. Հ. Գաբրիելյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, Երկրա-հանք. գիտ.  
թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. **Ա. Գ. Նազարով**, Երկրա-հանք.  
գիտ. թեկն. Կ. Կ. Շիրինյան, Է. Ա. Խոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար),  
Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ա. Ֆարամազյան (պատասխանատու  
խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),  
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Баг-  
дасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН Арм. ССР А. А.  
Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, канд. геол.-мин. наук  
Р. Т. Мириджанян, акад. АН Арм. ССР **А. Г. Назаров**, Э. С. Росто-  
мова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамизян  
(заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г.  
Ширинян.

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Բարեկամության 24 ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а

© Издательство АН Арм. ССР  
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981

Ач 409

СОДЕРЖАНИЕ

*С. О. Ачикгёзян, С. А. Зограбян, Г. Г. Мирзоян, Р. А. Саркисян.* Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности . . . . . 3

*А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов.* Петрографо-минералогическая характеристика и особенности цеолитизации и монтмориллонитизации кислых туфов Ноемберянского месторождения Армянской ССР . . . . . 19

*В. Б. Гамоян.* Потенциал поля блуждающих токов при наличии пластообразного тела . . . . . 38

*В. Ш. Цомая, В. К. Ванесян, Г. Е. Акопян.* Современное оледенение горы Арагац . . . . . 44

Краткие сообщения

*Т. А. Авакян.* Значение петрографо-диатомового состава при качественной характеристике диатомовых пород (на примере Воротанского месторождения Армянской ССР) . . . . . 52

*С. С. Казарян.* Исследование электрического поля постоянного тока для учета горной выработки . . . . . 56

*В. В. Нагапетян.* Исследование термоостаточной намагниченности под давлением при различных температурах . . . . . 63

*Д. С. Григорян, А. К. Давтян, С. А. Пирузян, А. Д. Шахназрян.* Магнитовариационное профилирование (МВП) на территории Армянской ССР . . . . . 69

*К. Р. Трозян.* Гидродинамическое нивелирование с двумя питающими баками . . . . . 74

Научная хроника

*С. Г. Карпетян, М. А. Кукулян.* VI съезд Всесоюзного минералогического общества . . . . . 81

*Ю. В. Саядян.* Симпозиум Голоценовой комиссии Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) . . . . . 85



Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

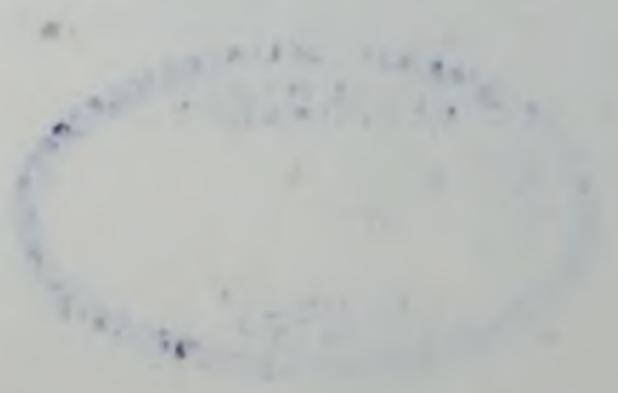
Ս. Հ. Աշխիզյոզյան, Ս. Ա. Զոհրարյան, Հ. Գ. Միրզոյան, Ռ. Հ. Սարգսյան. Ղափանի հանքային շրջանի մեզոկայնոզոյան մագմատիկ կոմպլեքսների պետրոֆիմիական առանձնահատկությունները և նրանց հանքաբերության որոշ հարցերը . . . . .	3
Ս. Խ. Մնացականյան, Ի. Խ. Պետրոսով. Հայկական ՍՍՀ նոյեմբերյանի հանքավայրի թթու տուֆերի պետրոգրաֆիական միներալոգիական բնութագիրը և ցեոլիտացման ու մոնտորիլոնիտացման առանձնահատկությունները . . . . .	19
Վ. Բ. Իամոյան. Թափառող հոսանքների դաշտի պոտենցիալը շիրտածե մարմնի առկայության դեպքում . . . . .	36
Վ. Շ. Յոմայա, Վ. Ղ. Վանեսյան, Գ. Վ. Հակոբյան. Արագած լեռան ժամանակակից սառցապատումը . . . . .	44

Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ ՈՐ Դ ՈՒ Մ Ն ԵՐ

Թ. Ա. Ավազյան. Պետրոգրաֆա-դիատոմային կազմի նշանակությունը դիատոմային ապարների որակական բնութագրման ժամանակ (Հայկական ՍՍՀ Որոտանի հանքավայրի օրինակով) . . . . .	52
Ս. Ս. Ղազարյան. Հաստատուն հոսանքի կլեկտրական դաշտի հետազոտումը լեռնային փորվածքը հաշվի առնելու համար . . . . .	56
Վ. Վ. Նախապետյան. Զեոմամնացորդային մագնիսացվածության հետազոտումը ճնշման առկ տարրեր ջերմաստիճանների պայմաններում . . . . .	63
Ի. Ս. Գրիգորյան, Ա. Կ. Գավրյան, Ս. Ա. Փիրուզյան, Ա. Ի. Շահնազարյան. Մագնիսավարիացիոն պրոֆիլավորումը (ՄՎՊ) Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում . . . . .	69
Կ. Ռ. Տոսզյան. Հիդրոդինամիկ նիվիլիրացումը երկու սնուղ բարերով . . . . .	74

Գ Ի Տ Ա Կ Ա Ն Ք Ր Ո Ն Ի Կ Ա

Ս. Հ. Կարապետյան, Մ. Ա. Կուկուլյան. Համամիութենական միներալոգիական ընկերության VI համագումարը . . . . .	81
Յու. Վ. Սալյադյան. Զորրոգրական ժամանակաշրջանի ուսումնասիրման Միջազգային ընկերության Հոլոցենի հանձնաժողովի սիմպոզիումը (ԻնկվՎԱ) . . . . .	85



УДК: 552.3 : 551.76/77(479.25)

С. О. АЧИКГЕЗЯН, С. А. ЗОГРАБЯН, Г. Г. МИРЗОЯН, Р. А. САРКИСЯН

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ

В статье приводится петрохимическая характеристика среднеюрских—палеогеновых магматических комплексов. Выявлен островодужный характер вулканических процессов и показан ход эволюции известково-щелочного, в целом, магматизма, протекавшего в начале с толеитовой, а в конце—с щелочно-базальтовой тенденциями. Обсуждаются также некоторые вопросы потенциальной рудоносности магматических комплексов.

В процессе геологического картирования в масштабе 1 : 50000 значительной части территории Кафанского рудного района (около 800 кв. км)<sup>1</sup> был собран новый фактический материал, позволивший в значительной степени уточнить существующие представления о вещественном составе продуктов и ходе эволюции магматических процессов в ее пределах.

В работе рассмотрены петрохимические особенности изверженных пород, образованных в течение среднеюрского-палеогенового времени и занимающих более 2/3 исследованной территории. Здесь широко развиты вулканыты самого разнообразного петрографического состава— базальты, андезиты-базальты, андезиты, андезиты-дациты, дациты, риодациты и риолиты; несравненно менее распространены гипабиссальные (гиповулканические) образования от кварцево-диоритового до габбрового составов.

Изверженные породы района разными исследователями [3, 5, 7, 8, 9] объединены в магматические комплексы и серии ранне-среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и позднемелового возрастов, помимо которых нами впервые выделяются и палеогеновые образования, развитие которых контролируется зоной Хуступ-Гиратахского глубинного разлома. Выделение этих образований обосновывается как геологическими наблюдениями и данными петрографо-петрохимического характера, так и многочисленными определениями абсолютного возраста пород (36,1—65,6 млн. лет по 41 определению на 21 образце).

Нами рассматриваются 3 магматических комплекса: среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и позднемелового-палеогенового возрастов. В позднемеловой-палеогеновый комплекс включены породы, датирова-

<sup>1</sup> Исследованная территория ограничена с запада зоной Хуступ-Гиратахского глубинного разлома, с востока—государственной границей Армянской ССР, с севера—ущельем р. Воротан, а с юга—географической параллелью, проходящей несколько южнее с. Чакатен.

мые поздним аплом и моложе. Объединение в этом комплексе образований, принадлежащих верхам нижнего мела, верхнему мелу и палеогену, вызвано близостью петрографических и петрохимических особенностей, а также совпадением ареалов развития пород.

Внутри каждого из возрастных комплексов выделены эффузивные, экструзивно-субвулканические, жильные и гипабиссальные (пиповулканические) интрузивные образования. В зависимости от химического состава и петрографических особенностей они объединены в группы пород базальтового, андезито-базальтового, андезитового, дацитового и риодацитового (риолитового) составов, в соответствии с новой классификацией и номенклатурой магматических горных пород [1].

Для пород среднеюрского комплекса приводятся 4 подразделения— андезито-базальты, андезиты, дациты и риолиты, а для верхнеюрско-нижнемелового и верхнемелового-палеогенового комплексов—по 5 подразделений: от базальтов до риодацитов.

Нами использованы 156 оригинальных полных силикатных химических анализов пород. Среднеюрский комплекс охарактеризован 20 анализами, верхнеюрско-нижнемеловой комплекс—89, а верхнемеловой-палеогеновой—47 анализами. Количество анализов примерно соответствует распространенности рассматриваемых комплексов в исследованном районе, а внутри каждого комплекса в большинстве случаев—развитию групп пород определенного петрографического состава.

В таблицах 1, 2, 3 приводятся средние химические составы по группам пород, слагающих разновозрастные магматические комплексы, соответствующие числовые характеристики по А. Н. Заварицкому [2] и некоторые другие петрохимические характеристики; эти данные использованы при составлении различных петрохимических диаграмм. Мы использовали также вычисленные средние от средних составов всех групп пород каждого из комплексов. Ниже следует краткая характеристика химизма выделенных комплексов изверженных пород как согласно новой классификации и номенклатуре магматических горных пород [1], так и по классификации А. Н. Заварицкого [2].

### *Среднеюрский магматический комплекс*

Породы этого возрастного комплекса образуют последовательно дифференцированный ряд—андезито-базальт - андезит - дацит - риолит, внутри которого количественно преобладают породы андезито-базальтового и андезитового составов.

В целом породы среднеюрского комплекса несколько более кремнекислотные и менее щелочные по сравнению со средними типами по Дэли. Все они принадлежат нормальному петрохимическому ряду ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,5 - 5,1\%$ ), натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4,0 - 16,0$ ) и являются высокоглиноземистыми ( $a' = 1,1 - 2,0$ ). Их фемичность, согласно новой классификации [1], нормальная ( $f' = 6,6 - 14,7$ ), а коэффициент агпаитности не дает больших колебаний ( $K_a = 0,32 - 0,38$ ).

Средние химические составы пород разновозрастных магматических комплексов

Возраст	С о с т а в (количество анализов)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
J <sub>2</sub>	андезито-базальт (6)	57,55	0,62	15,30	3,3	7,5	0,18	3,1	4,6	3,3	0,35
	андезит (10)	60,50	0,37	16,60	2,0	4,4	0,26	4,0	4,2	2,8	0,7
	дацит (2)	65,75	0,43	14,75	2,9	2,2	0,13	2,4	3,1	4,8	0,3
	риолит (2)	75,00	0,38	11,05	2,7	2,1	0,14	1,3	2,0	3,6	0,6
J <sub>3</sub> —K <sub>1</sub>	базальт (37)	50,60	1,40	18,20	4,9	5,3	0,20	4,0	8,3	3,6	0,6
	андезито-базальт (20)	55,20	0,87	18,50	5,0	2,8	0,11	3,8	6,7	3,8	0,9
	андезит (18)	60,70	0,64	16,80	4,5	2,8	0,09	2,5	4,5	4,1	1,2
	дацит (7)	66,20	0,44	16,40	3,3	1,6	0,08	1,3	2,2	5,3	1,7
	риодацит (7)	70,90	0,32	14,15	2,6	1,6	0,08	0,8	2,1	4,1	1,9
K <sub>2</sub> —Pg	базальт (11)	50,70	1,25	17,95	5,4	4,6	0,19	4,3	8,5	3,5	1,0
	андезито-базальт (13)	55,00	0,81	17,30	7,1	3,0	0,12	3,6	5,9	4,5	1,3
	андезит (10)	60,95	0,93	16,50	3,7	3,8	0,15	2,7	4,5	4,0	1,8
	дацит (10)	65,60	0,60	15,50	2,7	2,1	0,09	1,4	3,1	4,4	1,8
	риодацит (3)	71,20	0,21	14,70	2,5	2,6	0,03	0,3	1,8	4,5	1,7

Числовые характеристики средних составов пород разновозрастных магматических комплексов (по А. Н. Заварицкому)

Возраст	С о с т а в (количество анализов)	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>s</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	$\varphi$
J <sub>2</sub>	андезито-базальт (6)	8,0	17,7	5,8	68,5	15,2	1,4	—	9,2	30,9	58,9	93,8	0,8	16,9
	андезит (10)	7,2	17,9	5,2	69,7	19,8	1,4	—	27,7	38,1	34,2	86,5	0,5	9,2
	дацит (2)	10,7	10,1	3,7	75,5	25,9	2,9	—	14,1	39,6	46,3	97,5	0,45	24,2
	риолит (2)	8,4	7,4	2,3	81,9	44,7	3,7	—	14,9	28,1	57,0	90,6	0,4	29,8
J <sub>3</sub> —K <sub>1</sub>	базальт (37)	9,3	19,7	8,3	62,7	— 1,5	1,1	12,6	—	36,7	50,7	90,6	2,1	22,2
	андезито-базальт (20)	10,2	14,9	7,9	67,0	5,7	1,3	4,9	—	45,6	49,5	85,9	1,2	30,1
	андезит (18)	11,1	11,9	5,6	71,4	15,0	2,0	—	7,1	36,5	56,5	83,5	0,8	32,9
	дацит (7)	13,9	9,1	2,6	74,4	18,4	5,3	—	22,4	23,7	48,1	82,5	0,5	31,1
	риодацит (7)	11,5	7,0	2,5	79,0	32,5	4,6	—	27,9	19,2	52,9	75,7	0,3	30,8
K <sub>2</sub> —Pg	базальт (11)	9,7	20,7	8,0	61,6	— 4,2	1,2	14,8	—	37,7	47,5	83,6	1,8	23,9
	андезито-базальт (13)	12,2	17,0	5,8	65,0	— 0,2	2,1	9,1	—	36,8	54,1	83,9	1,1	36,4
	андезит (10)	11,7	11,7	5,4	71,2	13,6	3,2	1,2	—	39,9	58,9	77,4	1,1	27,4
	дацит (10)	12,4	7,8	3,8	76,0	23,4	3,3	—	12,4	31,0	56,6	78,9	0,7	30,1
	риодацит (3)	12,0	7,7	2,1	78,2	30,3	5,7	—	35,9	6,0	58,1	80,2	0,3	27,4

Некоторые петрохимические характеристики средних составов пород разновозрастных магматических комплексов

Возраст	Состав (количество анализов)	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	$a' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$	$f' = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$	$K_a = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$	$\left( \tau = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}}{\text{TiO}_2} \right)$	$\left[ \sigma = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43} \right]$	$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$	$\text{SI} = 100\text{MgO} / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$
$J_2$	андезито-базальт (6)	3,7	9,4	1,1	14,7	0,38	1,29	-0,04	0,27	17,6
	андезит (10)	3,5	4,0	1,6	11,0	0,32	1,57	-0,15	0,27	28,8
	дацит (2)	5,1	16,0	2,0	8,0	0,35	1,36	0,02	0,22	19,0
	риолит (2)	4,2	6,0	1,8	6,6	0,38	1,29	-0,26	0,15	12,6
$J_3 - K_1$	базальт (37)	4,2	6,0	1,3	15,8	0,36	1,02	0,37	0,36	21,7
	андезито-базальт (20)	4,7	4,2	1,6	12,6	0,39	1,23	0,26	0,33	23,3
	андезит (18)	5,3	3,4	1,7	10,5	0,48	1,30	0,20	0,28	16,6
	дацит (7)	7,0	3,1	2,6	6,7	0,53	1,40	0,32	0,25	9,8
	риодацит (7)	6,0	2,2	2,8	5,4	0,48	1,50	0,11	0,20	7,3
$K_2 - P_g$	базальт (11)	4,5	3,5	1,1	15,7	0,38	1,06	0,42	0,35	22,9
	андезито-базальт (13)	5,8	3,5	1,2	14,6	0,51	1,20	0,45	0,31	18,5
	андезит (10)	5,8	2,2	1,5	11,3	0,52	1,13	0,27	0,27	16,9
	дацит (10)	6,2	2,4	2,2	6,9	0,59	1,27	0,23	0,24	11,3
	риодацит (3)	6,2	2,6	2,6	5,6	0,63	1,69	0,13	0,21	2,6

По А. Н. Заварицкому [2], все они пересыщены алюминием, обладают повышенными значениями характеристики «*v*» по сравнению со средними типами по Дэли (кроме андезито-базальтов), чем и обусловлено смещение фигуративных точек средних составов пород этого комплекса в сторону увеличения фемичности на одну ступень (рис. 1); напри-

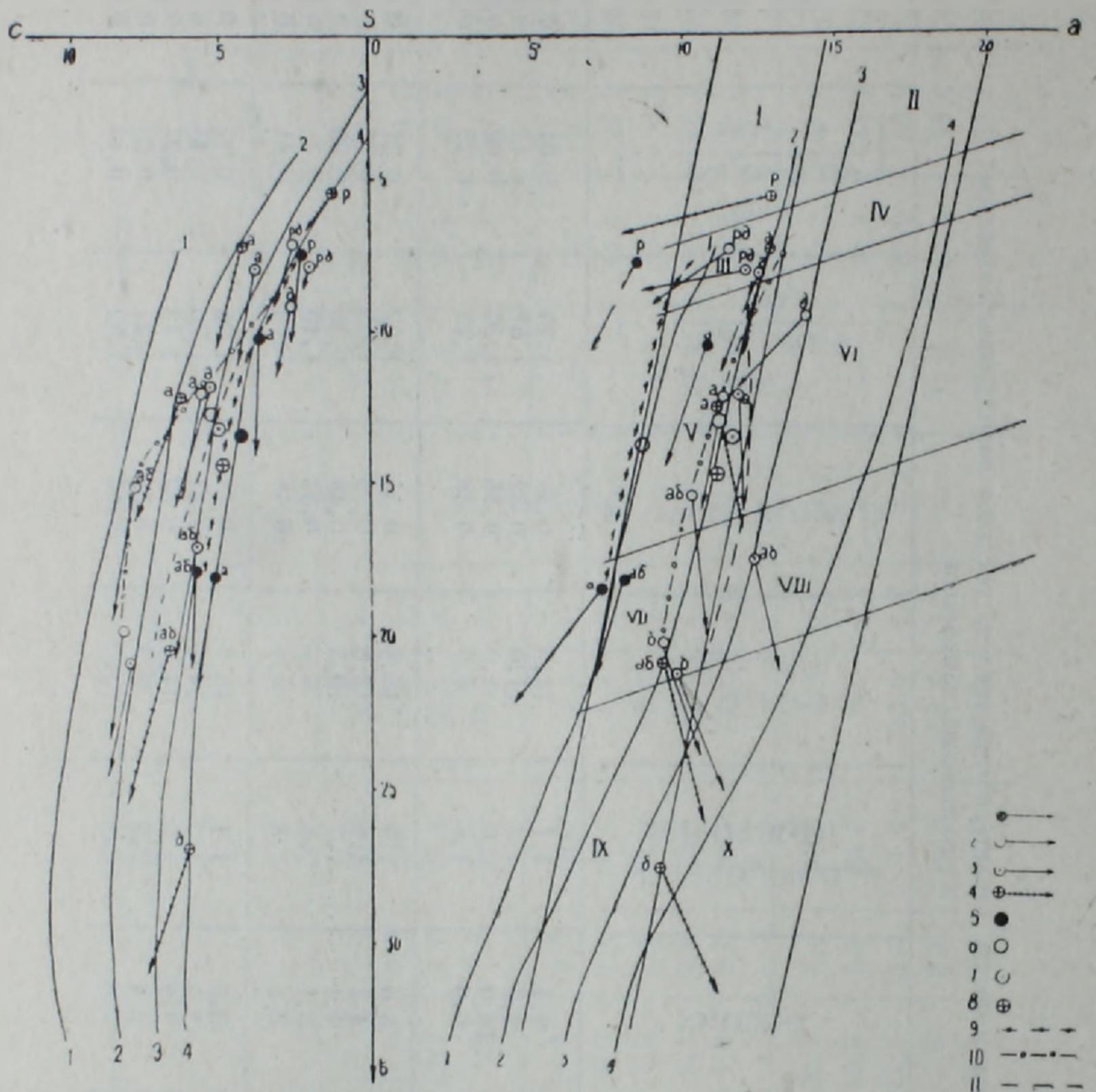


Рис. 1. Диаграмма усредненных химических составов разновозрастных пород Кафанского рудного района (по А. Н. Заварицкому). Состав пород: б—базальт, аб—андезито-базальт, а—андезит, д—дацит, рд—риодацит, р—риолит. Векторы разновозрастных пород: 1—среднеюрские, 2—позднеюрско-раннемеловые, 3—позднемеловые-палеогеновые, 4—средние по Дэли. Фигуративные точки вычисленных средних от средних составов разновозрастных пород: 5—среднеюрская, 6—позднеюрско-раннемеловая, 7—позднемеловая-палеогеновая. Приближенная диагностика пород поля: I—риолита, II—пантеллерита, III—дацита, IV—трахидацита, V—андезита, VI—трахиандезита, VII—андезито-базальта, VIII—шошонита, IX—базальта, X—трахибазальта. Вариационные линии составов пород: 1—1—тип Пеле, 2—2—тип Лассен-Пик, 3—3—тип Йеллоустоун-Парк, 4—4—тип Этна, 9—среднеюрских, 10—позднеюрско-раннемеловых, 11—позднемеловых-палеогеновых.

мер, риолит попадает в поле дацита, дацит—в поле андезита, а андезит—андезито-базальта.

Очень характерно смещение фигуративных точек в сторону меньших количеств щелочей на плоскости *asb*, а также их смещение вправо

на левосторонней проекции диаграммы, обусловленное низкими значениями анортитовой извести. Большая крутизна векторов на плоскости  $csb$  свидетельствует о сильном преобладании натрия над калием ( $n = 86,5—97,5$ ).

Следует подчеркнуть также отсутствие недосыщенных кремнекислотой разностей среди пород этого комплекса.

Вариационная линия средних составов пород среднеюрского комплекса в плоскости  $asb$  проходит близко от линии типа Пеле, будучи смещенной несколько влево от нее, а фигуративная точка вычисленного среднего состава всего комплекса располагается на этой вариационной линии, в поле андезита. На левосторонней проекции вариационная линия среднеюрских пород проходит между линиями типов Йеллоустоун-Парка и Этны, а фигуративная точка среднего состава смещена на вариационную линию типа Этны.

### *Верхнеюрско-нижнемеловой магматический комплекс*

Слагающие этот комплекс породы формируют непрерывно дифференцированный ряд—базальт-андезито-базальт-андезит-дацит-риодацит, в котором преобладают андезито-базальтовая и андезитовая составляющие.

Породы верхнеюрско-нижнемелового комплекса принадлежат нормальному петрохимическому ряду ( $Na_2O + K_2O = 4,2—7,0\%$ ), натриевой (базальты и андезито-базальты— $Na_2O/K_2O = 4,2—6,0$ ) и калиево-натриевой ( $Na_2O/K_2O = 2,2—3,4$ ) сериям, высоко- и весьма высокоглиноземистые ( $al' = 1,3—2,8$ ). Фемичность пород нормальная ( $f' = 5,4—15,8$ ), коэффициент агпаитности колеблется в пределах  $K_a = 0,36—0,53$ , а для андезитов он имеет значения, немного превышающие верхний предел, установленный [1] ( $K_a = 0,48$ , против 0,46).

По А. Н. Заварицкому [2], базальты и андезито-базальты принадлежат нормальному ряду, а андезиты, дациты и риодациты пересыщены глиноземом. Среди пород этого комплекса (как и в среднеюрском) отсутствуют недосыщенные кремнекислотой разности. Фигуративные точки средних составов всех пород комплекса (за исключением андезитов) оказываются размещенными вне пределов своих одноименных полей, что обусловлено меньшими значениями параметра « $b$ » базальтов и большими значениями такового риодацитов и дацитов; последние, кроме этого, попадают в поле трахнандезита, указывающее на относительно повышенные значения щелочных металлов в дацитах.

На левосторонней проекции диаграммы Заварицкого крутизна векторов средних составов свидетельствует о значительном преобладании натрия над калием ( $n = 76,7—90,6$ ).

На этой же проекции вариационная линия средних составов пород комплекса в части основного и среднего составов располагается между вариационными линиями типов Пеле и Лассен-Пик, но на отрезке кис-

лых составов она резко меняет направление в сторону вариационной линии типа Этна. Это указывает на резкое увеличение количества анортитовой извести после формирования андезитов.

На проекции *asb* вариационная линия средних составов в основном тянется вблизи линии типа Лассен-Пик (со стороны линии типа Пеле), в кислой своей части отклоняясь в сторону линии Йеллоустоун-Парка. На правосторонней же проекции диаграммы Заварицкого фигуративная точка вычисленного среднего состава пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса размещена почти в центре поля андезитов, на вариационной линии типа Лассен-Пик.

### *Верхнемеловой-палеогеновый магматический комплекс*

Породы этого комплекса также образуют последовательный, непрерывно дифференцированный ряд—базальт-андезито-базальт-андезит-дацит-риодацит с количественным преобладанием андезито-базальтов и андезитов.

Базальты, андезито-базальты и андезиты входят в субщелочной ряд ( $Na_2O + K_2O = 4,5—5,8\%$ ), в то время как кислые члены дифференциации—дациты и риодациты принадлежат нормальному петрохимическому ряду ( $Na_2O + K_2O = 6,2\%$ ). Все породы принадлежат калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O = 2,2—3,5$ ). Основные и средние составляющие комплекса высокоглиноземистые ( $al' = 1,1—1,5$ ), а кислые члены—весьма высокоглиноземистые ( $al' = 2,2—2,6$ ). Их фемичность нормальная ( $f' = 5,6—15,7$ ) и очень близка таковой верхнеюрско-нижнемелового комплекса. Коэффициент апантности имеет наиболее высокие значения ( $K_a = 0,38—0,63$ ) по сравнению с более древними магматическими комплексами.

По А. Н. Заварицкому [2], основные и средние породы комплекса принадлежат нормальному ряду, а кислые дифференциаты пересыщены глиноземом. Все разновидности насыщены или пересыщены кремнеземом.

На диаграмме Заварицкого базальты занимают поле андезито-базальта, но близко подходят к граничной линии полей андезито-базальта-базальта и смещены в сторону поля трахиандезито-базальта (шошонита). Фигуративная точка андезито-базальтов размещена в шошонитовом поле, а таковая андезита смещена в сторону поля трахиандезита. Дациты и риодациты попадают в поле дацита и обладают близкими значениями параметров «а» и «b».

Вариационная линия средних составов пород верхнемелового-палеогенового комплекса проходит между линиями типов Лассен-Пик и Йеллоустоун-Парк, однако в части кислых составов на проекции *asb* пересекает линию Лассен-Пик, ввиду уменьшения параметра «а», а на левосторонней проекции пересекается с линией типа Йеллоустоун-Парк и склоняется в сторону вариационной линии типа Этна. Это можно объяснить достаточно резким уменьшением количества анортитовой

известны при формировании кислых дифференциатов данного возрастного комплекса.

В поле *csb* диаграммы Заварицкого наклоны векторов достаточно крутые, свидетельствующие о значительном преобладании натрия над калием ( $n = 77,4 - 83,9$ ), но в среднем они немного более пологие, чем таковые верхнеюрско-нижнемелового и среднеюрского комплексов.

Следует указать на некоторые отклонения от нормального хода формирования пород верхнемелового-палеогенового комплекса от основных к кислым. Общеизвестно, что при развитии магматического очага кислые дифференциаты обогащаются щелочами. Однако в данном случае породы основного и среднего составов имеют субщелочной характер, в то время как кислые породы принадлежат петрохимическому ряду нормальной щелочности, а риодациты—даже низкощелочному семейству, несмотря на то, что в дацитах и риодацитах абсолютные количества суммы щелочей возрастают.

Наиболее вероятными причинами этого могут служить либо то, что магматический очаг, породивший породы данного комплекса, ассимилировал терригенные образования, повлиявшие на нормальный ход дифференциации, либо кислые породы не имеют ничего общего с магматическим очагом, образующим породы субщелочного характера, а являются анатектическими. Вероятно, возможны и другие варианты объяснения данного факта, однако в настоящее время мы не располагаем необходимым материалом для четкого ответа на этот вопрос.

#### *Геодинамическая сериальность магматических комплексов*

Вулканические и вулкано-плутонические ассоциации, принадлежащие различным петрохимическим типам или сериям (толеитовой, известково-щелочной, щелочно-базальтовой, щелочной, бимодальной и др.), образуются в определенных геодинамических условиях и характеризуются специфическими металлогеническими чертами [4, 17]. Следовательно, восстановление геодинамической обстановки формирования изверженных пород приобретает не только теоретическое, но и весьма важное практическое значение.

За последнее двадцатилетие выяснено, что самые разнообразные проявления вулканизма (и магматизма в целом) зрелых островных дуг и орогенных поясов представлены тремя главными петрохимическими сериями—толеитовой, известково-щелочной и щелочно-базальтовой, в развитии продуктов которых наблюдается достаточно четкая латеральная и вертикальная зональность. В указанной последовательности эти серии сменяют друг друга от фронтальных частей островных дуг (со стороны глубоководных желобов) по направлению к тыловым бассейнам (окраинным морям). Одновременно породы толеитовой ассоциации играют ведущую роль в строении фундамента как древних, так и современных орогенных областей и островных дуг. Толенты по вертикали сменяются породами известково-щелочной серии, имеющими наиболее широкое распространение в пределах современных зрелых островных дуг,

а выше по разрезу—породами щелочно-базальтовой (субщелочной) серии [4, 6, 12, 13, 14]. Установлена также четкая приуроченность медноколчеданного оруденения к породам толентовой серии, в то время как с породами известково-щелочной серии ассоциируют меднопорфировые, медно-молибденовые, колчеданно-полиметаллические и золоторудные месторождения [4].

В свете вышесказанного становится ясным необходимость установления сериальной принадлежности продуктов магматизма, имеющего и важное металлогеническое значение.

Ниже остановимся на определении петрохимической сериальности разновозрастных магматических комплексов Кафанского рудного района, геодинамической обстановке формирования и вопросах их потенциальной рудоносности.

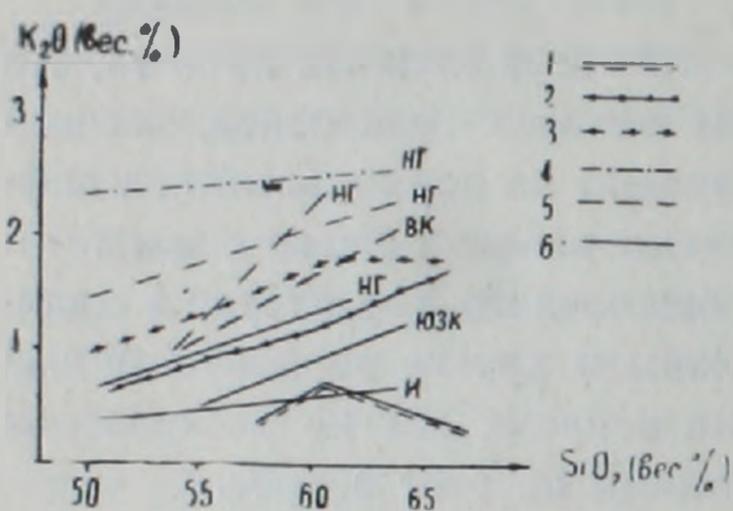


Рис. 2

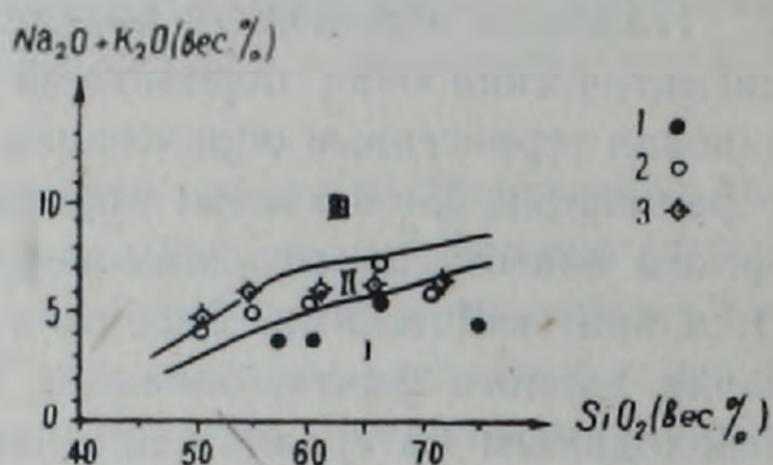


Рис. 3

Рис. 2. Вариационная диаграмма Якеша-Уайта  $SiO_2-K_2O$  для магматических комплексов Кафанского рудного района.

Возраст: 1—среднеюрский, 2—верхнеюрский-нижнемеловой, 3—верхнемеловой-палеогеновый. Серии: 4—щелочно-базальтовая, 5—известково-щелочная, 6—толентовая. НГ—Новая Гвинея, ВК—Восточная Камчатка, ЮЗК—Юго-Западные Курилы, И—острова Изу (Япония).

Рис. 3. Диаграмма Куно  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$  для магматических комплексов Кафанского рудного района. Поля: I—толентов, II—высокоглиноземистых пород, III—известково-щелочных пород. Возраст комплексов: 1—среднеюрский, 2—позднеюрско-раннемеловой, 3—позднемеловой-палеогеновый.

**Среднеюрский комплекс.** Относительно высокие содержания глинозема, нормативного кварца, низкие содержания щелочей, особенно калия, а также наличие в основной массе пород гранофировых сростаний кварца и плагиоклаза указывают на принадлежность вулканитов среднеюрского возраста толентовой серии. Толентовая тенденция проявляется как на диаграмме Якеша и Уайта [13] в системе координат  $SiO_2-K_2O$  (рис. 2), где вариационная линия пород этого комплекса примерно совпадает с линией самых низкокальциевых толентов островов Изу (Япония), так и на диаграмме Куно [14] в системе  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ , на которой фигуративные точки средних составов пород средней юры лежат в поле толентовой серии (рис. 3).

Однако, сравнительно низкие значения суммы окислов железа и двуокиси титана говорят не в пользу отнесения среднеюрских пород к

толентам. Это побудило нас к составлению ряда многокомпонентных диаграмм с большим количеством окислов и их комбинаций.

На диаграмме Готтини-Ритмана [10] в системе координат  $lg\tau - lg\delta$  (рис. 4) ареал фигуративных точек вулканитов среднеюрского возраста оказался в пределах поля лав вулканов орогенных поясов и островных дуг (В), включающих породы как толентовой, так и известково-щелочной серий, что в данном случае, подчеркивая геодинамическую обстановку формирования пород, в то же время не представляет возможности разделения этих серий.

Достаточно четкой основой для разграничения толентовой и известково-щелочной серий является диаграмма Куно [14], в которой использованы коэффициент затвердевания —  $SI = 100 \frac{MgO}{(Fe_2O_3 + FeO + MgO + Na_2O + K_2O)}$  и  $CaO$ ,  $(Na_2O + K_2O)$  в качестве системы координат (рис. 5). Щелочно-известковый индекс Куно для пород среднеюрского комплекса имеет значение 22,5, что соответствует породам, входящим в известково-щелочную серию, в то время как толентовые серии характеризуются значениями ниже 15 (см. также составленную нами диаграмму Куно (рис. 6) для толентовой и известково-щелочной серий различных геотектонических областей мира с использованием химических анализов, приведенных в [11]).

О принадлежности пород магматического комплекса среднеюрского возраста известково-щелочной серии свидетельствуют также результаты анализа диаграммы Мураты [15] в координатах  $Al_2O_3/SiO_2 - MgO, CaO$  (рис. 7), на которой для сравнения нами нанесены вариационные кривые изменения содержаний окислов магния и кальция в породах толентовой серии провинции Изу-Хакон (химические анализы заимствованы из работы [14]). На диаграмме вполне отчетливо наблюдаются совершенно отличные как поведение, так и абсолютные содержания этих окислов по ходу дифференциации магматических расплавов толентов и известково-щелочных пород по мере постепенного уменьшения значений отношения  $Al_2O_3/SiO_2$ , указывающего на изменение состава плагиоклаза от основного к кислому.

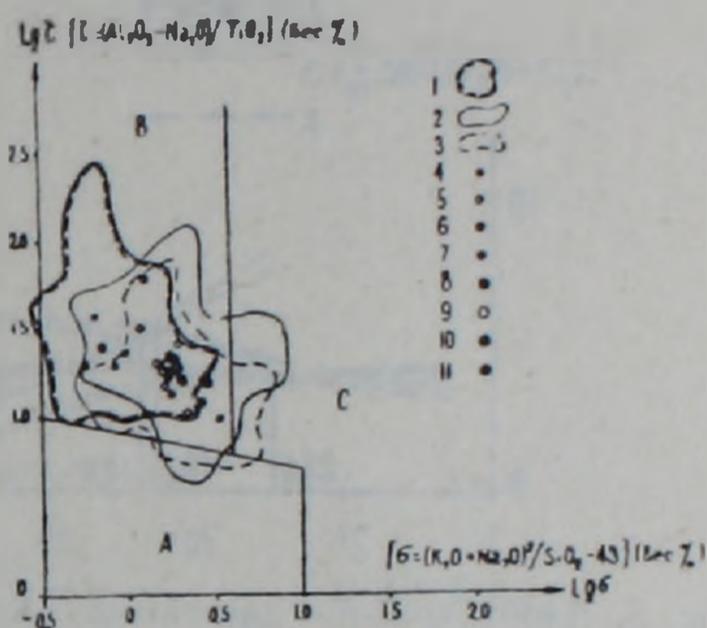


Рис. 4. Диаграмма Готтини-Ритмана  $lg\tau - lg\delta$  для магматических комплексов Кафанского рудного района. Поля: А—лавы вулканов неорогенных регионов, В—лавы вулканов орогенных поясов и островных дуг, С—щелочные дериваты А и В. Контурные поля развития фигуративных точек пород: 1—средней юры, 2—верхней юры—нижнего мела, 3—верхнего мела—палеогена. Фигуративные точки средних составов пород: 4—среднеюрских, 5—верхнеюрско-нижнемеловых, 6—верхнемеловых-палеогеновых, 7—средние по Дэли. Фигуративные точки вычисленных средних от средних составов пород: 8—среднеюрского, 9—верхнеюрско-нижнемелового, 10—верхнемелового-палеогенового, 11—по Дэли.

Таким образом, вышеприведенный анализ позволяет нам сделать вывод о принадлежности комплекса магматитов среднеюрского возраста известково-щелочной серии, но с явной тенденцией в сторону толеитовой ассоциации (известковой серии пород [6]); по величине индекса Пикока [16] породы среднеюрского комплекса попадают в известковую серию—62,0 (рис. 8). Это может говорить о возможности наличия типичных островодужных толеитов ниже по разрезу Кафана.

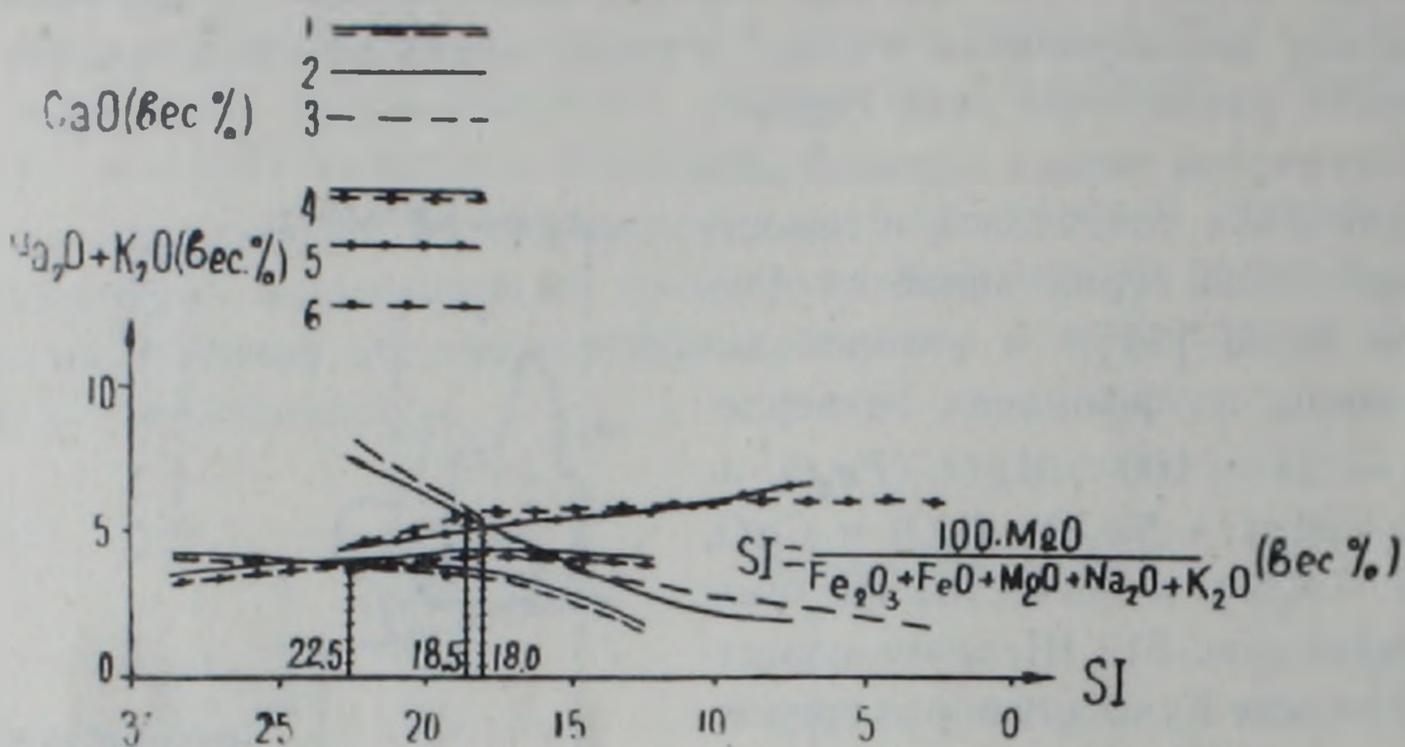


Рис. 5. Вариационная диаграмма Куно  $SI-CaO, (Na_2O+K_2O)$  для магматических комплексов Кафанского рудного района. Возраст: 1,4—среднеюрский; 2, 5—позднеюрский-раннемеловой; 3, 6—позднемеловой-палеогеновый.

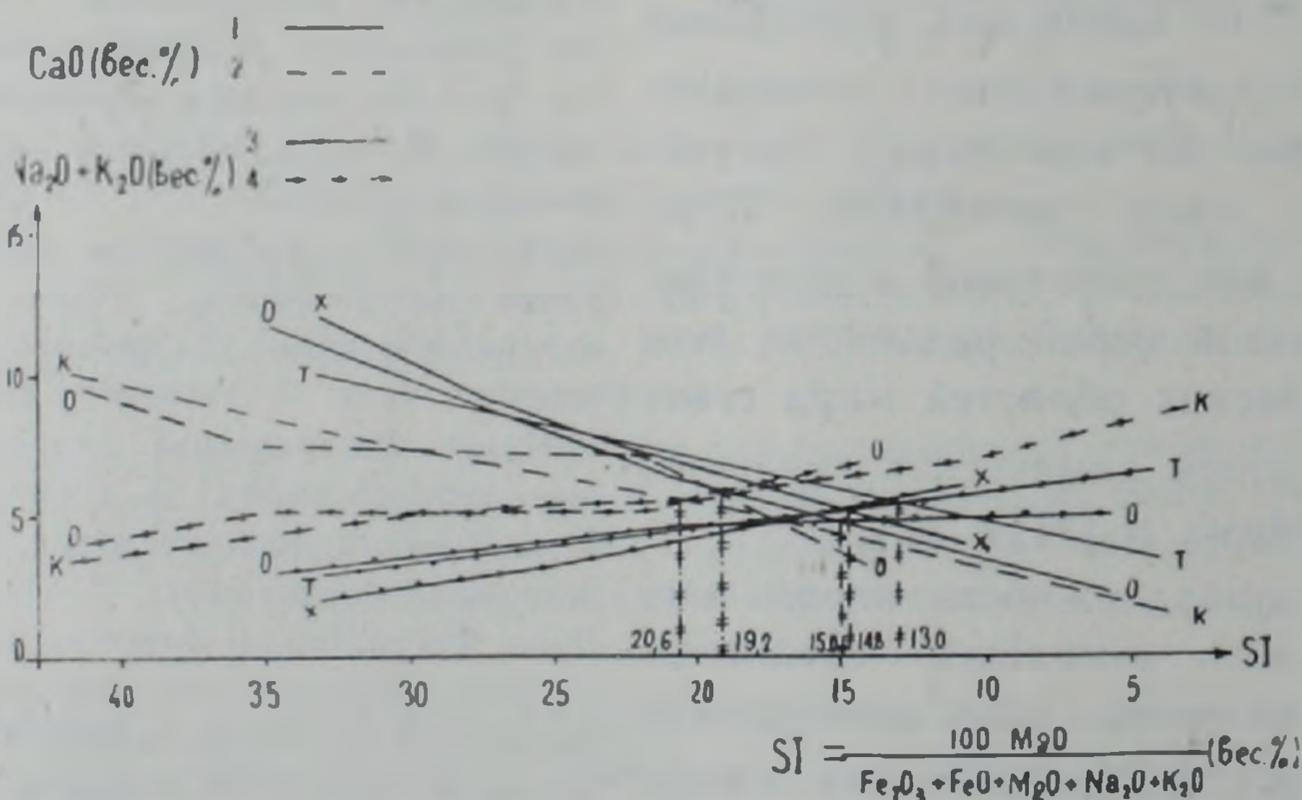


Рис. 6. Вариационная диаграмма Куно  $SI-CaO, (Na_2O+K_2O)$  (для толеитовой и известково-щелочной серий). 1,3—толеитовая серия; 2,4—известково-щелочная серия. Т—толеитовые диабазы континентов и продукты их дифференциации, О—толеиты и известково-щелочные породы островных дуг, X—толеиты и их дифференциаты провинции Худзи (Япония), К—известково-щелочные породы Каскадных гор (США).

*Верхнеюрско-нижнемеловой комплекс.* О принадлежности пород этого возрастного комплекса известково-щелочной серии в первую очередь свидетельствует величина индекса затвердевания Куно  $SI=18,0$  (рис. 5). По значению индекса Пикока, равного 59,2 (рис. 8), составляющие данного комплекса также входят в известково-щелочную серию пород (так называемый тихоокеанский тип).

На диаграмме Готтини-Ритмана (рис. 4) ареал распространения фигуративных точек пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса в основном размещен в поле лав вулканов орогенных поясов и островных дуг (В); однако он частично входит и в поле вулканов неорогенных регионов (А), куда попадает часть даек основного состава, а некоторые дайки с трахиандезитодацитовым уклоном попадают в поле С—щелочных дериватов пород полей А и В. Однако все фигуративные точки средних составов пород комплекса размещены в поле В.

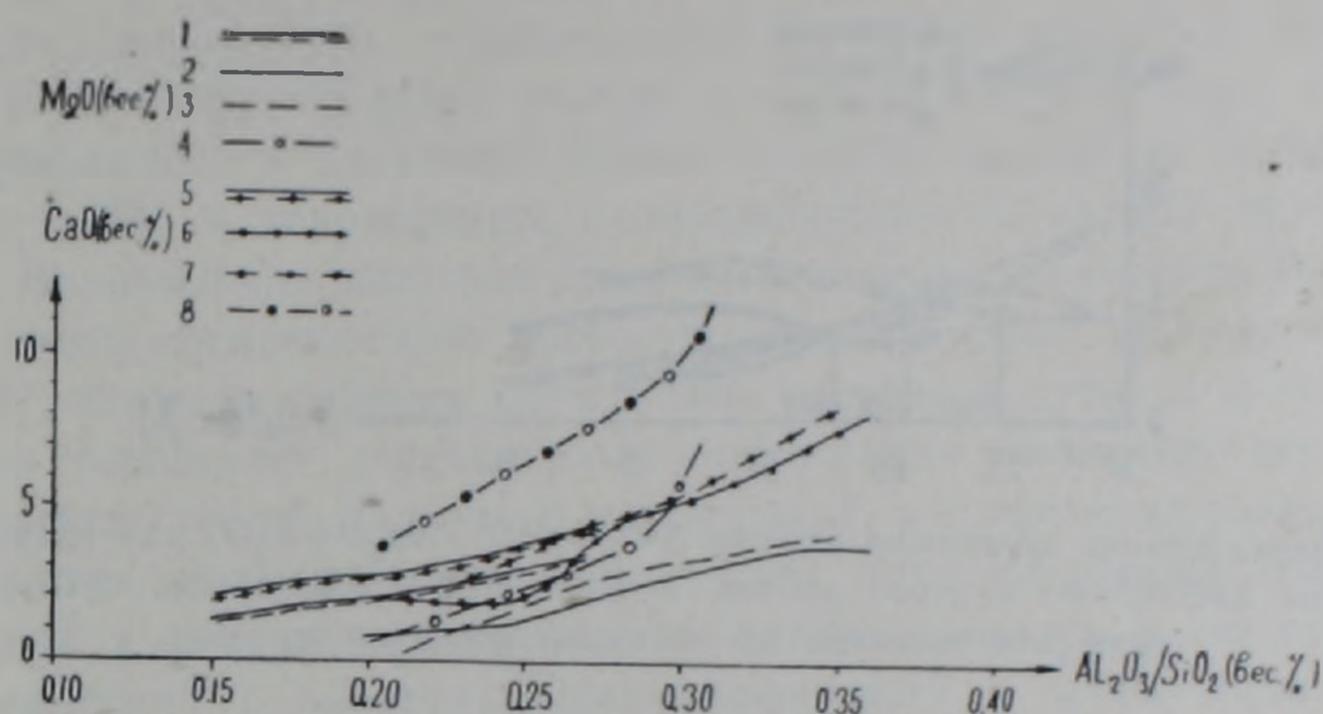


Рис. 7. Вариационная диаграмма Мураты  $Al_2O_3/SiO_2$ — $MgO, CaO$  для магматических комплексов Кафанского рудного района. Возраст: 1, 5—среднеюрский; 2, 6—позднеюрский-раннемеловой; 3, 7—позднемеловой-палеогеновый; 4, 8—островодужные толенты провинции Изу-Хакон (Япония).

На фоне вышесказанного некоторым диссонансом звучит анализ диаграммы Якеша-Уайта (рис. 2), указывающий на принадлежность пород верхнеюрско-нижнемелового комплекса толентовой серии (вариационная линия проходит между линиями толентов Юго-Западных Курил и Новой Гвинеи). Вероятно, от применения этой двухкомпонентной диаграммы для разрешения такого сложного вопроса, как разграничение толентовой и известково-щелочной серий островных дуг, следует отказаться.

**Верхнемеловой-палеогеновый комплекс.** На диаграмме Пикока (рис. 8) кривые содержаний  $CaO$  и  $(Na_2O + K_2O)$  пересекаются при значении  $SiO_2 = 55,2\%$ , что указывает на принадлежность пород этого комплекса щелочноизвестковой серии [16]. Правильность этого вывода доказывается и значением индекса затвердевания Куно, равным  $SI = 18,0$  (рис. 5), который очень близок таковому верхнеюрско-нижнемелового комплекса ( $SI = 18,5$ ).

На диаграмме Якеша-Уайта (рис. 2) вариационная линия пород позднемеловой-палеогенового возраста проходит между линиями известково-щелочных серий Восточной Камчатки и Новой Гвинеи, что не отражает (хотя бы частично) принадлежность части пород этого комплекса щелочно-базальтовой серии. Это еще раз убеждает нас в непригодности данной диаграммы при разграничивании различных серий пород нашего региона, отличающихся сравнительно низкими содер-

жаниями  $K_2O$  как в толентах, так и в породах известково-щелочной и щелочно-базальтовой серий.

Фигуративные точки составов всех пород верхнемелового-палеогенового комплекса на диаграмме Готтини-Ритмана преимущественно размещены в поле лав вулканов орогенных поясов и островных дуг (В). Небольшое количество точек, как и для верхнеюрско-нижнемело-

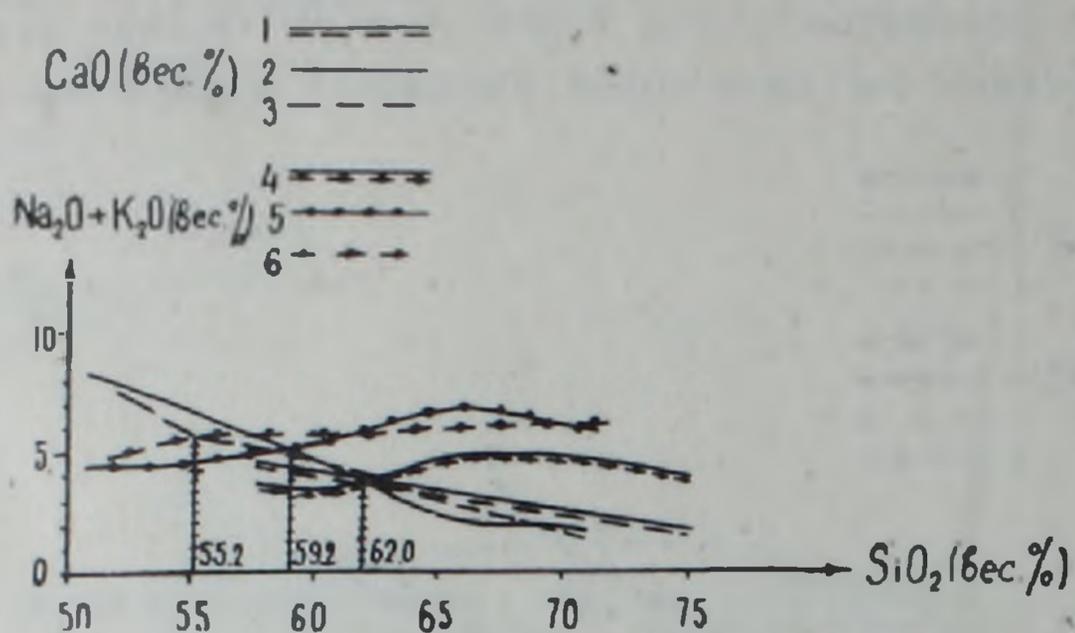


Рис. 8. Вариационная диаграмма Пикюка  $SiO_2-CaO, (Na_2O+K_2O)$  для магматических комплексов Кафанского рудного района. Возраст: 1, 4—среднеюрский; 2, 5—позднеюрский-раннемеловой; 3, 6—позднемеловой-палеогеновый.

вого комплекса, залегает в полях типичных толентов (А) и пород щелочной серии (С). Подчеркнем, однако, что фигуративные точки средних составов пород этого комплекса целиком попадают в поле В, а фигуративная точка вычисленного среднего состава всех пород размещается очень близко от точки среднего состава верхнеюрско-нижнемеловых пород.

#### Основные выводы

1. Все магматические комплексы входят в ассоциацию пород, характерную для орогенных поясов и островных дуг.

2. Породы всех возрастных комплексов принадлежат известково-щелочной серии (в широком понимании), однако, если породы наиболее древнего среднеюрского комплекса являются переходными от известково-щелочной серии к толентовой (известковой), то самые молодые образования района ( $K_2-Pg$ ) имеют тенденцию перехода в щелочно-базальтовую (щелочно-известковую) серию.

3. Среди пород исследованных комплексов отсутствуют ненасыщенные кремнеземом разности, все они в разной степени обогащены глиноземом и, в основном, обеднены щелочами. Среди щелочей всегда преобладает натрий, но относительные и абсолютные значения калия в целом возрастают как от основных членов к кислым внутри каждого комплекса, так и от древних комплексов к молодым. Аналогичным образом возрастает и коэффициент агпаитности.

4. Наблюдается достаточно четкая вертикальная и латеральная зональность в развитии разновозрастных вулканогенных комплексов: вверх по разрезу наблюдается смена пород известковой (переходной к

толентам) серии породами типично известково-щелочной и затем щелочно-известковой (переходной к щелочно-базальтовой) серий. С востока, из области развигия пород среднеюрского возраста, на запад—в сторону зоны Хуступ-Гиратахского глубинного разлома, в целом наблюдается аналогичная картина смены разновозрастных и разнотипных вулканогенных серий.

5. Наличие подобной зональности, присущей всем современным и реконструированным островодужным системам, позволяет говорить о наличии в пределах Кафанского рудного района сегмента палеоостровной дуги, закономерно развивавшейся в течение юры-палеогена, обращенной своей фронтальной частью к востоку-северо-востоку с вероятно перекрытыми в настоящее время выходом палеозоны Беньоффа на востоке (СВ) и терригенным палеопрогибом—на западе (ЮЗ).

6. Возможность наличия вулканитов основного состава толентовой серии ранне-среднеюрского возраста как на востоке (в сторону палеоокеана), так и на глубине (фундамент островной дуги) в значительной степени расширяет перспективы обнаружения типичных медноколчеданных руд (типов уральского или куроко), а в пределах развития всех имеющихся магматических комплексов, принадлежащих известково-щелочной и промежуточным сериям, можно ожидать колчеданно-полиметаллический с золотом, медно-порфировый и медно-молибденовый типы оруденения, отдельные месторождения и рудопроявления которых известны в настоящее время в пределах Кафанского района.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

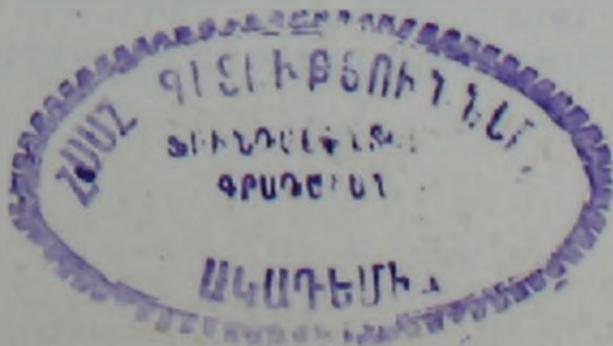
Поступила 4. VI. 1982.

Ս. Հ. ԱԶԻԳՅԱՆ, Ս. Ա. ԶՈՂՐԱԲՅԱՆ, Հ. Գ. ՄԻՐԶՈՅԱՆ,  
Ռ. Հ. ՍԱԲՅՈՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՄԵԶՈԿԱՅԵՆՈՉՈՅԱՆ ՄԱԴՄԱՏԻԿ  
ԿՈՄՊԼԵՔՍՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ  
ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇ ՀԱՐՑԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բերվում է միջին յուրա-պալեոգենի մագմատիկ կոմպլեքսների պետրոքիմիական բնութագիրը: Բացահայտված է հրաբխային երևույթների կողադեղային բնույթը և ցույց է տրված ընդհանուր առմամբ կրա-ալկալային մագմատիզմի զարգացման ուղղվածությունը, որն ընթացել է սկզբում տոլեիտային, իսկ վերջում՝ ալկալա-բազալտային հակումներով: Քննարկվում են նաև մագմատիկ կոմպլեքսների հնարավոր հանքաբերության որոշ հարցեր:



PETROCHEMICAL FEATURES OF KAPHAN ORE REGION  
MESOCENOZOIC MAGMATIC COMPLEXES AND SOME  
PROBLEMS OF THEIR ORE CONTENT

Abstract

The Middle Jurassic-Paleogene magmatic complexes petrochemical characteristics are brought in this paper. The volcanic processes island-arc nature is revealed as well as the evolution of calc-alkaline magmatism as a whole is shown, from the beginning having had a tholeiitic tendency, which to the end became a shoshonitic one. Some problems of magmatic complexes potential ore content are discussed too.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е. Д., Богатиков О. А., Бородавская М. Б. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. «Недра», М., 1981.
2. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М., 1950.
3. Зирьян Р. Н., Саркисян Р. А., Саркисян Г. А., Карапетян А. И., Давтян К. В. О геохимических особенностях пород магматических комплексов Кафанского рудного поля. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1973.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. Т., Морилев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. «Недра», М., 1976.
5. Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. «Наука», М., 1965.
6. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. «Недра», М., 1980.
7. Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1975.
8. Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в южной Армении. Кавказское науч.-тех. об-во цвет. мет. Науч.-тех. совет Арм.цветметразведки, Ереван, 1956.
9. Мнацаканян А. Х. Верхнеюрский-меловой вулканизм Кафанского антиклинория. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1970.
10. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. «Мир», М., 1975.
11. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. «ИЛ», М., 1961.
12. Green T. H. Island arc volcanism and crust forming magmatism. Tectonophysics, v. 63, p.p. 367—385, 1980.
13. Jakes P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, № 1, 1972.
14. Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcanologique, Serie II—tome XX, 1959.
15. Murata K. New method of plotting chemical analyses of basaltic rocks. Amer. J. Sci. Bradley vol., v. 259-A, 1960.
16. Peacock M. A. Classification of igneous rock series. J. Geol., v. 39, № 1, 1931.
17. Sawkins F. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. J. Geol., v. 80, № 4, 1972.

УДК: 552.3 : 552.11(479.25)

А. Х. МНАЦАКАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

## ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОСОБЕННОСТИ ЦЕОЛИТИЗАЦИИ И МОНТМОРИЛЛОНИТИЗАЦИИ КИСЛЫХ ТУФОВ НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Установлен избирательный характер замещения кислых туфов цеолитами и монтмориллонитом. Клиноптилолит и стильбит образуются за счет крупных фрагментов стекла, а тонкая витрическая пыль замещается монтмориллонитом. Выявлена стадийность преобразования туфов, при этом разным стадиям соответствуют разные петрографические типы бентонитов и цеолитолитов, а также морфология новообразованных минералов.

В разное время геологию района изучали В. В. Богачев, В. П. Ренгартен, К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, А. А. Атабежян, В. Т. Акопян, Г. А. Туманян и другие; осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы изучали В. В. Тихомиров, М. А. Сатиан, А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов. Предварительная разведка месторождения, в результате которой были выявлены и подсчитаны крупные запасы цеолитолитов, проводилась под руководством Г. С. Авакяна.

Район месторождения расположен в области сочленения Сомхето-Карабахской и Прикуринской зон, но отчетливо тяготеет к первой из них. В районе развиты линейные и коробчатые структуры общекавказского простирания, сложенные преимущественно верхнемеловыми отложениями. Месторождение локализовано в отложениях сантона-кампана, слагающих северо-восточное крыло Айрумской антиклинали и южное крыло Ноемберянской синклинали. Непосредственно на месторождении эти отложения представлены дацитовыми, липарито-дацитовыми туфами пепловых потоков (бентонитизированными и цеолитизированными), туфопесчаниками, туфоконгломератами, известняками, мергелями и кремнистыми породами с суммарной мощностью около 500 м (рис. 1).

Месторождение занимает довольно большую площадь (порядка 30 кв. км.), охватывая территорию двух соседних республик—Азербайджана и Армении. Бентонитовые глины и цеолитолиты морфологически представлены пластообразными телами (рис. 2) субмеридионального простирания с падением по азимуту на ССВ  $15^\circ$ , под углом  $10-25^\circ$ . Максимальная видимая мощность бентонитовых глин в обнажениях составляет 12—15 м, цеолитолитов—около 50 м. Протяженность пластов достигает более 2—3 км., по падению—100, местами 150 м.

Бентонитовые глины и цеолитолиты образуют как самостоятельные пласты, так и пласты смешанного состава, в которых они замещают друг друга по простиранию и в разрезе.

Микроструктурные особенности и минеральный состав выделенных типов пирокластически-осадочных пород приведены в таблице 1, откуда видно, что разнообразие туфов Ноемберянского месторождения может быть сведено к двум главным петрографо-генетическим типам.

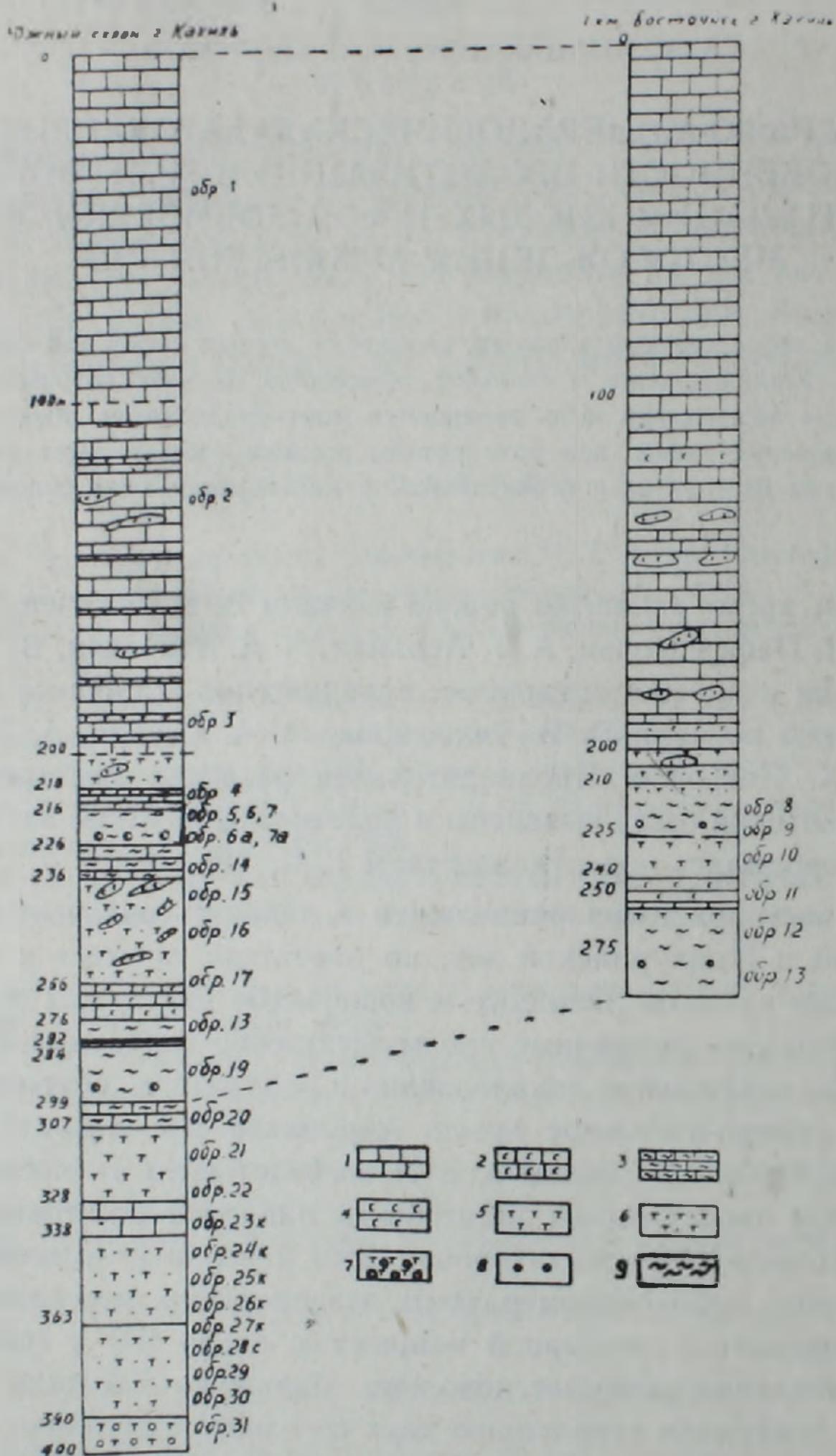


Рис. 1. Разрезы сanton-кампанских отложений в районе Ноемберянского месторождения. 1. Известняк 2. Известняк окремнелый. 3. Известняк мергелистый. 4. Кремнистая порода. 5. Цеолитизированный туф 6. Цеолитизированный и бентонитизированный туф. 7. Туфоконгломерат. 8. Железисто-кремнистая конкреция. 9. Бентонитовая глина.

Первый тип, отвечающий литовитрокристаллокластическим и пеплово-пемзовым туфам, представлен грубообломочными неотсортированными или слабо отсортированными породами. Слагающие их обломки пород, кристаллов и вулканического стекла неоднородны по размеру и со-

ставу (рис. 3). Обломки пород и кристаллов отвечают как родственным включениям-липаритам, кислому плагиоклазу ( $N_{g'} = 1.564$ ,  $N_{p'} = 1.555$ ), кварцу, биотиту ( $N_m = 1.636$ ), роговой обманке, так и чужеродным — андезитами, кремнистым породам, клинопироксену. Среди обломков вулканического стекла выделяются пемза, перлит и стекло с неразорвавшимися пузырьками. Они отличаются по показателю преломления и характе-

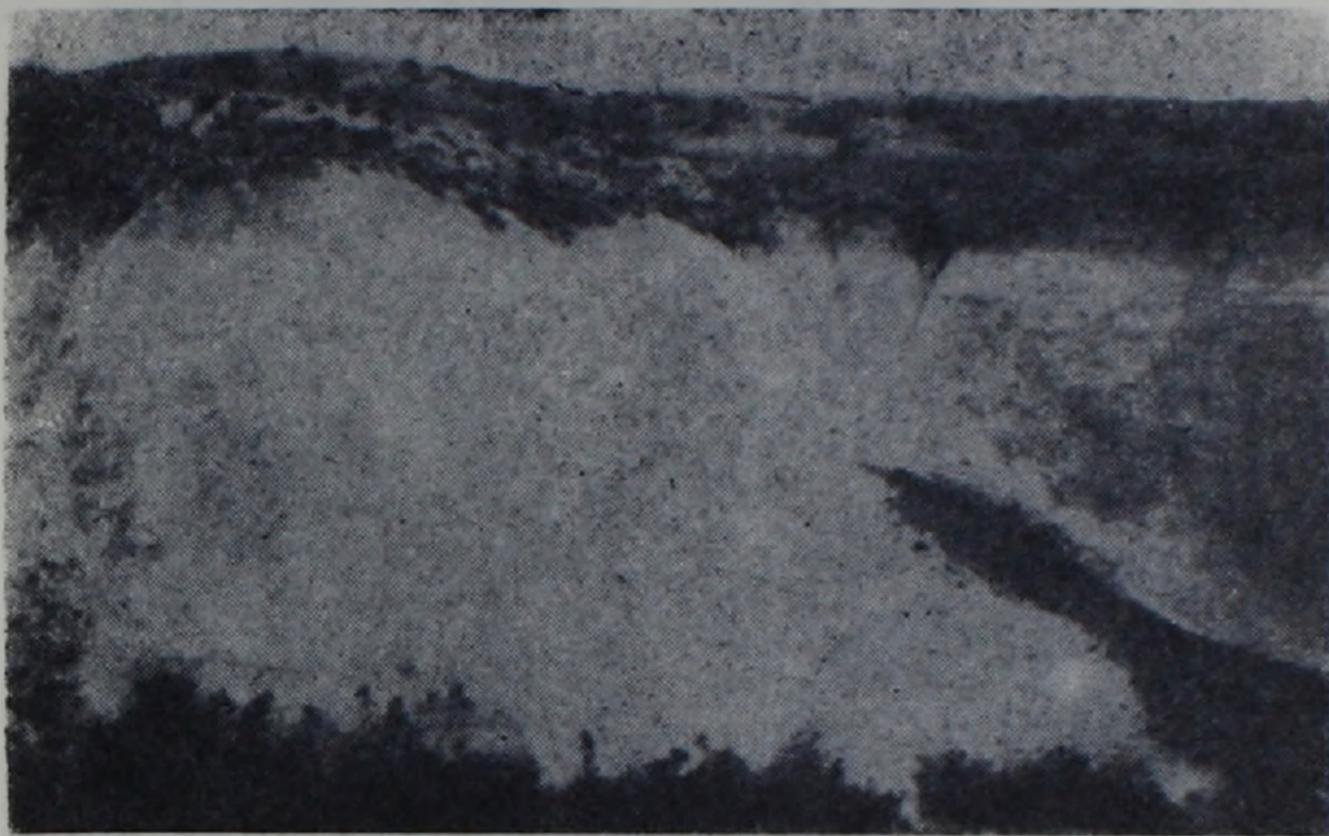


Рис. 2. Пластовая залежь цеолитолитов. Ноемберягское месторождение.

ру вторичных преобразований. Особенностью рассматриваемого типа являются искаженность пирокластической структуры и эвтаксидный, псевдофлюидальный, облик связующей массы. Последняя имеет пепловую структуру и состоит из деформированных в более или менее пластинчатые образования пепловых частиц и промежуточной тонкораздробленной стекловатой массы. Хорошо выраженное субпараллельное расположение искривленных и сплюснутых обломков пемзы, вытянутость пепловых частиц и появление прерывистых линий течения, вдоль которых происходит дробление и искривление фенокристаллов, обусловлены процессами легкого сваривания и деформации в пластичном состоянии. Более интенсивно этот процесс проявлен в существенно стекловатых пемзово-пепловых туфах.

Ко второму типу относятся кристалловитрокластические и витрокластические (пепловые) туфы и туффиты, состоящие из тонких частиц и отличающиеся одинаковым размером обломков стекла и кристаллов (рис. 4). Последние являются порфирированными вкрапленниками самой кислой магмы и представлены олигоклазом ( $N_{g'} = 1.552$ ,  $N_{p'} = 1.554$ ), санидином ( $N_{g'} = 1.524$ ,  $N_{p'} = 1.518$ ), кварцем, биотитом ( $N_m = 1.638$ ), единичными зернами амфибола. Примесь чужеродного материала в них представлена той же размерности зернами кальцита и фаунистическими остатками. Первичная обломочная структура этих разностей выражена четко; облик ее определяется серповидными, рогульчатыми и более сложными формами, отвечающими обломкам стенок сферических пу-

зырьков газонасыщенного стекла. Этот пепловый материал погружен в стекловатую, чрезвычайно тонкораздробленную, массу, соответствующую вулканической пыли. Пепел и промежуточная масса в сравнительно свежих образцах различаются по показателям преломления; в измененных разностях различные составы указанных компонентов подчеркиваются особенностями их преобразования.



Рис. 3. Микроструктура литокристаллокластических туфов. Увеличение  $\times 72$ , без анализатора.

Отмеченные характерные признаки двух главных разностей туфов позволяют относить их к различным генетическим типам, выделенным К. С. Россом и Р. Л. Смитом [4] в группе туфов пепловых потоков. Первая разность сходна с туфами, сложенными «пеплом течения», вторая — «пеплом выпадения». Образование их связывается с эксплозивными взрывами вспученной стекловатой магмы липаритового, липарито-дацитового состава, которая в силу исключительно высокой газонасыщенности обладала первичной неоднородностью различных струй стекла и различным характером распределения газовой фазы. Эти особенности определили неоднородность собственно стекловатого материала обоих типов пород. В процессе образования туфов (и туффитов) из «пепла выпадения» неоднородный по составу пирокластический материал был несколько дегазирован и испытал сильное охлаждение, осаждаясь в виде самостоятельных прослоев или смешиваясь с известковистыми осадками. Этот генетический тип отвечает наиболее удаленным от вулканического центра фациям или фиксирует сравнительно слабые эксплозивные выбросы. Образование туфов из «пепла течения» сопровождалось длительной сохранностью тепла и значительной части летучей фазы, отчего пирокластический материал испытал сваривание контактов стекловатых обломков и переход их в пластичное состояние. Этот генетический тип характеризует фации, расположенные вблизи вулкани-

ческого центра или связанные с наиболее мощными взрывными явлениями.

На все разности туфов Ноемберянского месторождения наложены поздние изменения, не нарушающие, однако, первичного текстурного рисунка и подчеркивающие в большинстве случаев отдельные детали микроструктуры. Можно думать, что замещение и последующая пере-



Рис. 4. Микроструктура пепловых туфов. Четко видна тонкая оторочка монтмориллонита вокруг каждого пеплового обломка. Увеличение  $\times 72$ , с анализатором.

кристаллизация исходного субстрата происходила без заметного пространственного перемещения и нарушения границ между обломками. Здесь же подчеркнем, что литокласты и порфирокласты в изученных породах остаются преимущественно свежими и преобразования захватывают почти исключительно витрокластичку, т. е. метастабильную стекловатую фазу. В сравнительно свежих образцах туфов устанавливаются по крайней мере три разности вулканического стекла, различающиеся по показателю преломления (кремнекислотности).

К первой относятся пепловые осколки и черепки, а также перлитовые обломки с № 1,490 ( $\sim 73-75\% SiO_2$ ), отвечающие вспученным, пузыристым стекловатым струям и участкам, обогащенным щелочами и летучими (в частности, водой), которые некоторое время еще удерживались в стекле после выпадения пепла. Эта разность стекла замещается преимущественно клиноптилолитом и стильбитом, появление которых в качестве породообразующих фаз очевидно определялось вариациями  $CaO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  в составе стекла и условиями минералообразования.

Ко второй разности относятся обломки пемзы с характерной трубчатой, плоско-пористой текстурой и тонкораздробленный стекловатый материал, скрепляющий в виде промежуточной пыли пепловые частицы в связующей массе. Эта разность стекла имеет № 1,504—1,508, содержит порядка  $66-68\% SiO_2$  и преимущественно монтмориллонитизируется: в спекшихся туфах, вследствие экзотермических окислительных процес-

сов, она отчасти замещается гематитом (или гетитом). Тонкопористый и тонкораздробленный характер этой разности стекла свидетельствует, по-видимому, о процессах его быстрой дегазации при извержении. В грубообломочных туфах крупные обломки пемзы имеют неоднородное сложение и состоят из чередующихся полос стекла первой и второй разности.

Третья разность стекла сравнительно редка и встречается в грубообломочных фациях. Это вязкое, резко обогащенное кремнекислотой, стекло, лишенное пор и раскристаллизованное с образованием сферокристаллов тридимита ( $Nm=1,480$ ).

Переходя к рассмотрению микроструктурных особенностей и морфологии аутигенных минералов, нужно подчеркнуть, что замещение носит избирательный характер: главные новообразованные минералы развиваются по различным исходным субстратам (рис. 5). На зарисовке и приведена деталь строения связующей массы в сравнительно свежем пепловом туффите. Видны пепловые осколки свежего нецеолитизированного стекла (первая разность), промежутки между которыми заняты вулканической стекловатой пылью (вторая разность). Далее можно видеть, что эти различные субстраты претерпевают по крайней мере две последовательные стадии преобразования. В первую стадию происходит замещение фрагментов кислого стекла цеолитами в виде тончайших волокнистых, параллельно-игольчатых и радиально-лучистых агрегатов клиноптилолита ( $Nm=1,475-1,479$ ) или стильбита ( $Nm=1,501$ ). В пепловых частицах они ориентированы перпендикулярно к стенкам осколков, прорастая их насквозь (рис. 5, а); в перлитовых обломках рост агрегатов цеолитов происходит за счет расширения круглых трещинок (рис. 5, с, т). В эту же стадию более основное по составу стекло в промежутках между пепловыми частицами замещается скрытокристаллическим бледно-зеленоватым монтмориillonитом с  $Nm=1,574$ . Эта стадия проявлена во всех туфах Ноябрьянского месторождения, но для перлитовых разностей является единственной. Во вторую стадию—стадию перекристаллизации и пространственного перемещения новообразованных минералов—происходит рост кристаллических индивидов клиноптилолита, стильбита и монтмориillonита, а также разукрупнение их агрегатов. Она особенно четко проявлена в грубообломочных разностях. В крупных пепловых обломках (рис. 5, б, д, е, ж, з) за зоной параллельно-волокнистого клиноптилолита проявляется образовавшаяся за счет растворения стекла свободная полость—«срединная просечка» (по терминологии А. Г. Жабина, [2]), в которой формируются мелкие друзы и срастания идиоморфных тонкопризматических прозрачных кристаллов клиноптилолита ( $Nm=1,489-1,492$ ) или стильбита ( $Nm=1,501$ ). По-видимому, на этой же стадии в дацитовых и липарито-дацитовых пепловых туфах развивается филлипсит, а в липаритовых фельзитовых туфах—морденит. Образование таких агрегатов может быть связано с поступлением новых порций вещества из поровых растворов по обоим контактам обломков. В промежуточной массе и в пемзовых обломках на второй стадии появляются скопления округлых комочков и гранул

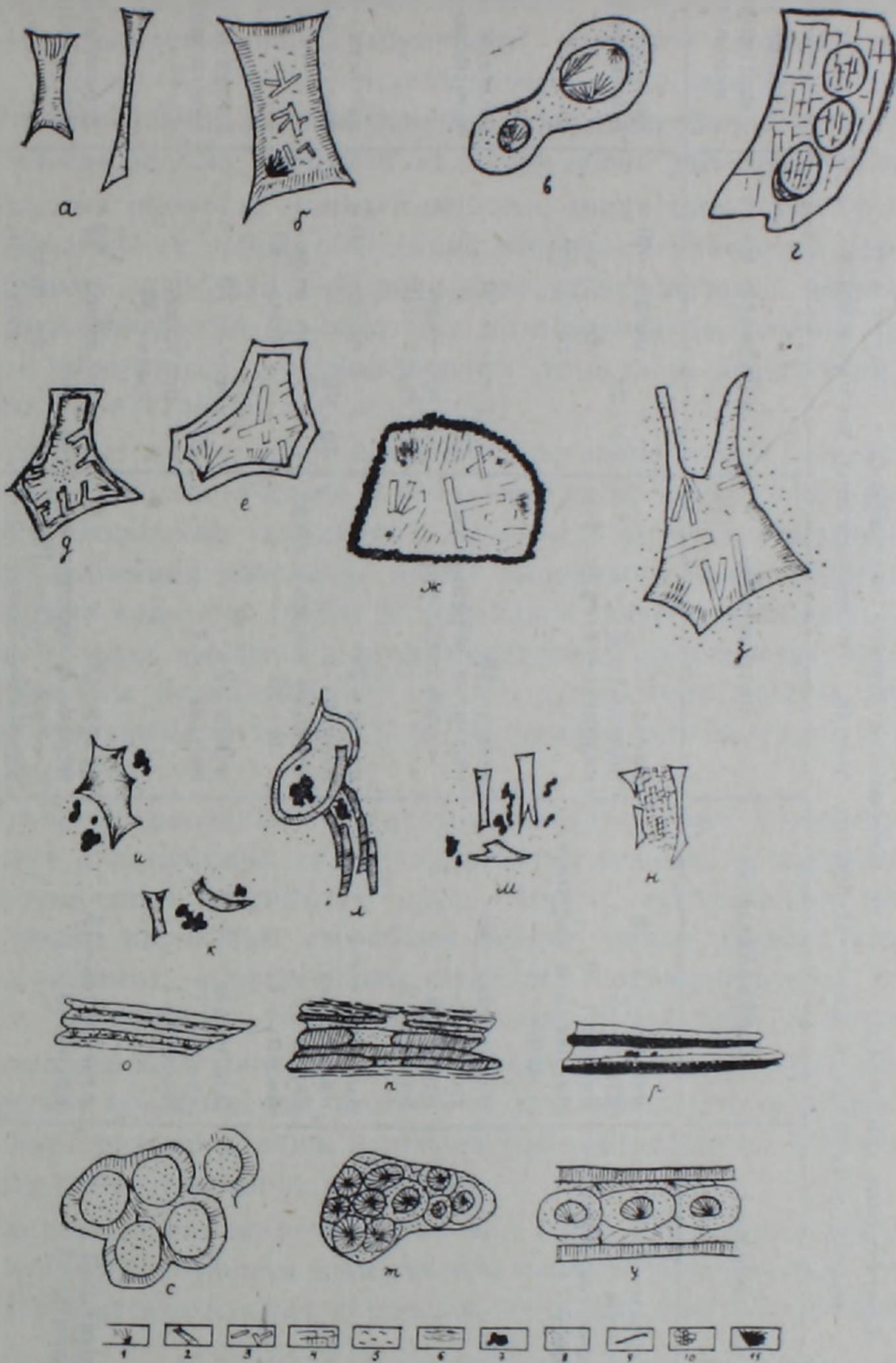


Рис. 5. Морфологические особенности новообразований и характер замещения в различных типах туфов Ноемберянского месторождения. 1. Радиально-лучистые агрегаты клиноптилолита. 2. Игольчатые агрегаты клиноптилолита и стильбита. 3. Призматические кристаллы клиноптилолита. 4. Агрегаты анальцима. 5. Изотропное стекло. 6. Волокнистые и волокнисто-чешуйчатые агрегаты монтмориллонита. 7. Гранулы монтмориллонита. 8. Скрытокристаллические агрегаты монтмориллонита. 9. Кайма монтмориллонита. 10. Тонкораздробленная вулканическая пыль в связующей массе. 11. Агрегаты селадонита.

Соотношение компонентов (в % от поверхности шлифа) и содержание главных аутигенных минералов в пирокластических породах Ноемберянского месторождения

Петрографические различия	Литокласты	Порфирокласты	Витрокласты	Связующая масса	Общее содержание монтмориллонита и цеолита в породе
Литокристалловитрокластические туфы	липариты—30 андезиты—4 кремнистая порода— менее—1	плагноклаз—25 кварц—5 биотит—1—2 пироксен и амфибол— менее—1	пемза—15 перлит—1—3 кварцевое стекло—1	15—20 { пепел—40 пр. вулк. пыль—60	цеолиты—10 монтмориллонит—25
Кристалловитрокластические туфы	—	плагноклаз—10 санидин—1 кварц—3 биотит—2	пемза—10 перлит и черепки кислого стекла—5	70 { пепел—50 пр. вулк. пыль—50	цеолиты—25 монтмориллонит—50
Витрокристаллокластические туфы	—	амфибол—<1 плагноклаз—8 кварц—2 биотит—1	пемза—20 перлит—1 черепки кислого стекла—25	40—45 { пепел—60 пр. вулк. пыль—40	цеолиты—50 монтмориллонит—40
Витрокластические (пепловые) туфы	—	плагноклаз—4 кварц—2 биотит—1	пемза—2 перлит—<1	90 { пепел—70 пр. вулк. пыль—30	цеолиты—70 монтмориллонит—25
Пемзово-пепловые туфы	андезиты—1 липариты—3	плагноклаз—15 кварц—5	пемза—20 перлит и черепки кислого стекла—10, кварцевое стекло—1	45—50 { пепел—40 пр. вулк. пыль—60	цеолиты—20 монтмориллонит—60

(рис. 5, к, л, м, п), представляющих тонкие сферолитовые или чешуйчато-пластинчатые агрегаты высокодвупреломляющего темно-зеленого, зеленовато-бурого монтмориллонита ( $Nm=1,586-1,593$ ). По контактам пепловых частиц разрастаются хорошо раскристаллизованные чешуйчато-волокнистые или гранулярные агрегаты монтмориллонита (рис. 5, д, е, ж). С этой же стадией следует связывать появление селадонита ( $Nm=1,630$ ), развивающегося в виде синевато-зеленых чешуйчатых, розетковидных агрегатов по стеклу обеих разновидностей. В крупных неоднородных обломках пемзы и перлита, характерных для грубообломочных спекшихся туфов, обе стадии вторичных изменений проявлены вдоль разных полос или в различных зонах перлитовых шариков, которые последовательно замещаются различными по степени кристалличности агрегатами монтмориллонита, лучистыми агрегатами клиноптилолита или стильбита (рис. 5, о-у).

Указанные две стадии замещения очевидно можно отнести соответственно к диагенетической и начальной катагенетической, причем на последней продолжает сохраняться активность калия, кремнезема и магния, определяющая появление новых минералов. Количественно-минералогические подсчеты (табл. 2) позволили оценить примерные содержания в породах цеолитов и монтмориллонита, замещающих разнообразные фрагменты вулканического стекла; приведенные цифры отвечают средним значениям подсчетов в 8—10 шлифах для каждого петрографического типа.

Бентонитизированные и цеолитизированные туфы содержат минералы двух генетических типов—ортомагматогенные и аутигенные. К первым относятся плагиоклаз, кварц, биотит, неизменное вулканическое стекло, пироксены, амфиболы, апатит, гранат, циркон, ильменит, хромит, магнетит; к аутигенным относятся монтмориллонит, цеолиты, халцедон, кристобалит, гидроокислы железа и марганца, целестин. Все ортомагматогенные<sup>1</sup> минералы и некоторые аутигенные образуют минералогические концентрации, поэтому из указанного списка подробно будут охарактеризованы лишь наиболее распространенные и интересные в генетическом отношении минералы.

*Монтмориллонит* встречается во всех типах измененных пород и является породообразующим минералом в бентонитизированных пепловых туфах. На рентгенограммах природных образцов (табл. 3) фиксируется рефлекс с  $d_{(001)} = 15,1-15,3\text{Å}$  и серия кратных ему базальных отражений. После обработки глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до 17—18Å, после прокаливании сокращается до 9,9—10Å. Октаэдры минерала заселены преимущественно алюминием, степень однородности межслоевых промежутков достаточно высокая. Кривые нагревания типичны для монтмориллонитов: фиксируются три

<sup>1</sup> К этой группе авторы относят минералы, которые были в составе пирокластического материала и сохранились в осадках без существенного изменения.

эндоэффекта с максимумами при 140--160°, 600--700°, 880--920°, соответствующие выделению различных типов воды и аморфизации минерала, причем низкотемпературный эффект проявлен наиболее интенсивно (рис. 6). На снимках суспензий глинистой фракции и репликах с естест-

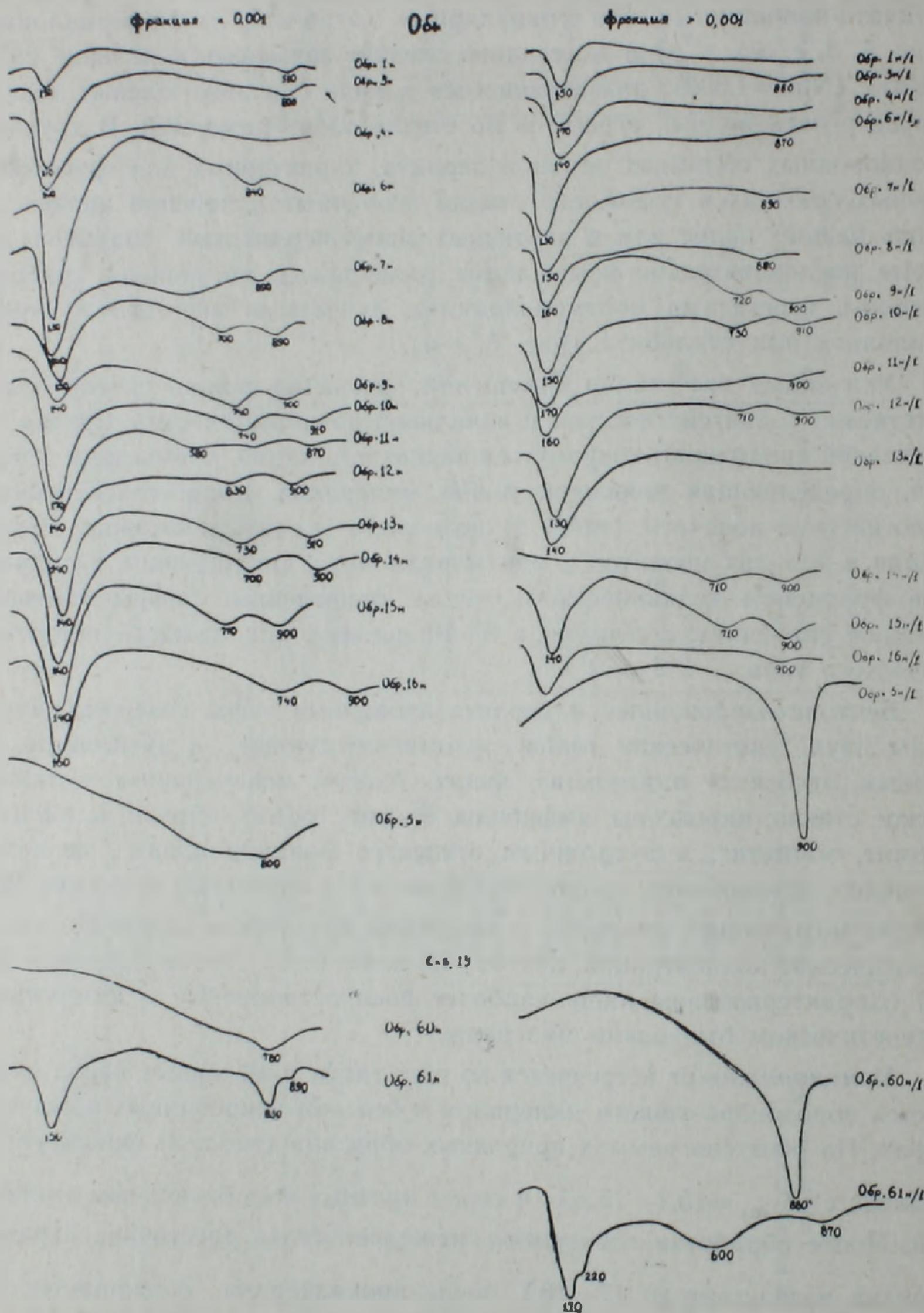


Рис. 6. Термограммы цеолитизированных и монтмориллонитизированных туфов Ноемберянского месторождения; и—фракция < 0,001 мм, и/1--фракция > 0,001 мм.

венных сколов четко фиксируются частицы двух морфологических типов: 1) листоватые и чешуйчатые агрегаты различных размеров и 2) брусковидные и игловидные образования. Последние возможно пред-

ставляют собой цеолитизированные фрагменты стекла. Для химического состава монтмориллонита характерно высокое содержание  $SiO_2$ ,  $MgO$  и воды, а также преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  (табл. 4). С монтмориллонитом постоянно ассоциируют цеолиты, халцедон и кристобалит.

Таблица 3

Рентгенограммы бентонитовых глин Ноемберянского месторождения (фракция <math><0,001 \text{ мм}</math>)

128		47		12		22	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
7	15,1	7	15,2	7	15,4	4	15,1
2	8,95	3	7,65	3	8,9	2	9,0
3	7,65	4	6,64	3	7,68	3	6,50
2	7,3	4	6,13	4	5,15	3	6,23
3	7,1	3	5,85	5	4,44	3	5,90
6	6,12	5	4,49	5	4,05	5	4,49
3	5,85	4	4,25	2ш	3,32	4	4,05
3	5,20	2	3,78	2	3,21	3	3,96
4	4,65	1	3,63	2	3,18	2	3,42
5	4,49	1	3,45	2	2,97	2	3,32
4	3,96	10	3,33	2	2,806	3	3,17
5	3,89	3	3,22	3	2,57	4	2,97
4	3,55	2ш	3,06	3	2,50	3	2,56
4	3,42	2	2,93	2ш	1,697	6	1,818
4	3,33	2	2,897	4	1,501	4	1,542
3	3,17	4	2,580			3	1,498
6	2,97	5	2,459				
5ш	2,55	4	2,280				
4	1,501	3	1,980				
		6	1,818				

Таблица 4

Химический состав глинистой фракции (№ № 19, 18) и бентонитовых глин Ноемберянского месторождения

№№ обр.	окислы						
	7а	10	13	17	19а	19	18
$SiO_2$	61,86	58,98	62,35	60,04	61,90	56,61	57,32
$TiO_2$	0,26	0,26	0,23	0,46	0,46	0,71	0,56
$Al_2O_3$	12,05	16,05	12,57	14,32	13,23	18,11	16,44
$Fe_2O_3$	3,17	3,64	3,75	6,44	5,31	3,54	2,97
$FeO$	0,43	—	0,14	0,29	0,14	1,44	0,83
$CaO$	1,39	1,14	1,14	1,78	1,78	2,01	1,88
$MgO$	3,71	3,06	2,17	2,21	2,55	2,14	2,73
$MnO$	—	0,02	—	0,01	—	—	—
$H_2O$	7,82	8,43	8,35	6,52	8,39	9,32	8,71
п. п. п.	6,24	7,14	7,76	6,64	5,41	8,44	7,27
$Na_2O$	1,75	0,50	1,12	1,80	0,62	0,83	0,71
$K_2O$	1,75	0,50	1,27	2,37	0,92	1,01	1,31

Клиноптилолит встречается почти постоянно во всех бентонитизированных и цеолитизированных туфах; в последних нередко является единственным породообразующим минералом, составляющим более 70% объема породы. На рентгенограммах этих образцов (табл. 5) фиксируется серия интенсивных рефлексов с  $d_{(021)} = 8,92-9,0\text{Å}$ ;  $d_{(002)} = 7,94-7,97\text{Å}$ ;  $d_{(132)} = 3,96-3,97\text{Å}$ ;  $d_{(042)} = 3,91\text{Å}$ ;  $d_{(044)} = 2,97-2,98\text{Å}$ .

Как известно, клиноптилолит и гейландит изоструктурны и данные рентгеновского анализа не всегда достаточны для их идентификации. Однако они отличаются по характеру дегидратации и термической стабильности. При нагревании дегидратация клиноптилолита происходит непрерывно и не сопровождается изменением структуры вплоть до 750—800°C. Максимум эндотермической реакции обычно располагается в области 200°C. Иначе ведет себя гейландит, дегидратация которого протекает ступенчато и отражается на структуре минерала. На термограммах фиксируются два эндоэффекта: широкий с максимумом около 200°C и узкий с максимумом при 350°C (аморфизация минерала). На всех кривых нагревания (рис. 6) последний эндоэффект не фиксируется, что свидетельствует о присутствии порообразующего клиноптилолита. Наличие слабого эндотермического пика с максимумом при 880° связано с переходом клиноптилолита в аморфное состояние. На рис. 6 слева представлены термограммы фракции <math>< 0,001 \text{ м.м.}</math>, справа—фракции > 0,001 м.м. одних и тех же образцов. Как правило, на термограммах фракции <math>< 0,001 \text{ м.м.}</math> пики сравнительно более узкие и удлиненные, кроме того, фиксируется эндоэффект в интервале 640—740°C, который обычно отсутствует на кривых нагревания крупной фракции (или выражен менее интенсивно). Указанные особенности свидетельствуют о наличии монтмориллонита почти во всех клиноптилолитовых туфах и о том, что он концентрируется почти полностью во фракции <math>< 0,001 \text{ м.м.}</math>, а клиноптилолит—во фракции > 0,001 м.м. Это подтверждается данными рентгеновского и электронномикроскопического анализов. На снимках суспензий тонкой фракции (рис. 7, а) фиксируются преимущественно непрозрачные агрегаты монтмориллонита, а на снимках фракции > 0,001 м.м. (рис. 1, б)—удлиненные и игловидные частицы клиноптилолита. При электронографическом исследовании тонкой фракции (более 30 образцов) цеолитизированных туфов проявляются лишь монтмориллонитовые рефлексы, клиноптилолитовые совершенно не улавливаются. Таким образом, клиноптилолит образует в основном удлиненно-шестоватые и игльчатые кристаллы, которые в породе находятся в тесной агрегации с чешуйчатыми частицами монтмориллонита. Однако на сканирующих снимках фиксируются невыразительные по форме агрегаты, образующие сплошную массу, которая местами имеет гофрированную поверхность (рис. 8). Иначе выглядят сканирующие снимки клиноптилолитовых туфов из Айдагского месторождения Азербайджанской ССР [5], близких по возрасту и генезису к ноябрьским; на них видны удлиненнопризматические кристаллы, развивающиеся в поровом пространстве и по фрагментам стекла.

Как видно из табл. 6, содержание  $SiO_2$  в клиноптилолитовых туфах достигает более 70%, в среднем составляет 69%. Это значительно выше, чем у высококремнеземистых клиноптилолитов. Надо полагать, что повышенное содержание  $SiO_2$  связано с наличием в цеолитизированных туфах большого количества свободного тонкодисперсного кремнезема. В цитированной выше статье (Шуменко и др.) имеется весьма удачный сканирующий снимок, на котором псевдопризматические кри-

сталлы цеолита окружены сферами кристобалита-тридимита (возможно и халцедона) значительно меньших размеров. Сепарировать полностью подобные образования от цеолитовой массы практически невозможно. Отсюда неизбежность искажения в анализах истинного соотношения компонентов в клиноптилолите. Из табл. 6 видно, что пределы колебания основных компонентов плохо сопоставляются с теоретическим

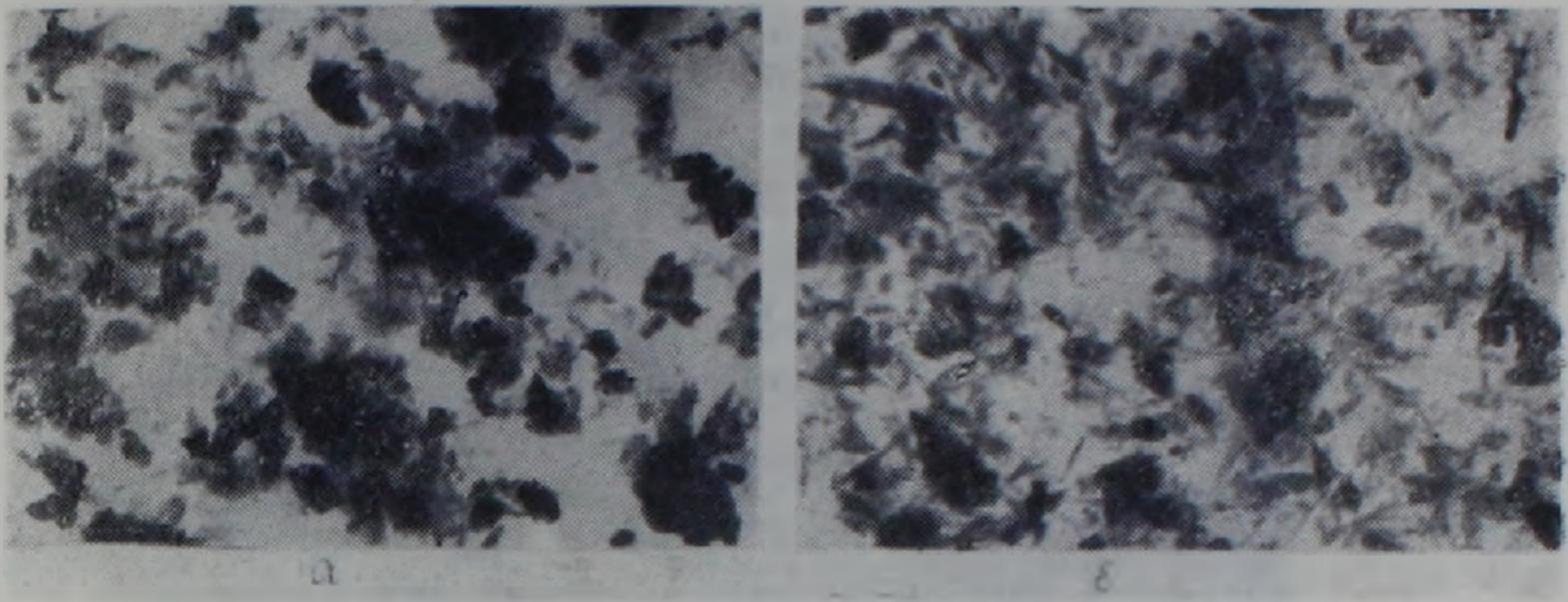


Рис. 7. Электронномикроскопические снимки фракций  $<0,001$  мкм (а) и  $>0,001$  мкм (б) цеолитизированных и монтмориллонитизированных туфов.

составом клиноптилолитов (Дир У. А. и др.). Однако, сумма щелочей всегда преобладает над содержанием кальция, что характерно для этого минерала. Обычно в составе клиноптилолита натрия заметно преобладает над калием, в нашем же случае  $K_2O$  вдвое (или в несколько раз) больше  $Na_2O$ . В среднем в ноябрьских клиноптилолитовых породах содержание  $K_2O$  составляет около 2%, а в одном случае достигает 4,5% от веса породы, столь высокое содержание  $K_2O$  явление достаточно редкое для клиноптилолитов любого генетического типа. Таким образом, ноябрьские клиноптилолиты характеризуются аномально высоким содержанием  $SiO_2$  и  $K_2O$ .

Стильбит в породах Ноябрьского месторождения ранее был неизвестен (описание его впервые приводится в настоящей статье), между тем он является породообразующим минералом и вторым по распространенности после клиноптилолита. Наибольшие концентрации стильбита (до 50—60% от массы породы) отмечены на участке «Гогвели», в обнажениях севернее от него, в скважинах 19, 79, 157. Стильбит встречается в ассоциации с монтмориллонитом и (реже) клиноптилолитом.

О значительном содержании стильбита в ноябрьских цеолитолитах свидетельствуют весьма интенсивные отражения с  $d=4,04—4,07\text{Å}$ ;  $4,6—4,7\text{Å}$ ,  $3,20\text{Å}$ ;  $2,7—2,8\text{Å}$  (табл. 7). Однако кривые нагревания образцов с породообразующим стильбитом (по данным рентгеновского анализа) характерны для монтмориллонита. Типичный для стильбита широкий эндотермический пик с двумя максимумами (около  $250^\circ$  и  $330^\circ\text{C}$ ), вызванный ступенчатой дегидратацией минерала, не фиксируется. Исключение составляет термограмма фракции  $>0,001$  мкм образца 61Н/1 (рис. 6). То обстоятельство, что на кривой нагревания

тонкой фракции ( $< 0,001$  мм) того же образца указанные пики не фиксируются, позволяет предположить, что при значительном содержании монтмориллонита стильбитовые реакции не проявляются, несмотря на то, что температурные пределы дегидратации этих минералов полностью не совпадают. На снимках суспензии образцов с породообразующим стильбитом (рис. 7) морфология частиц сходна с частицами кли-

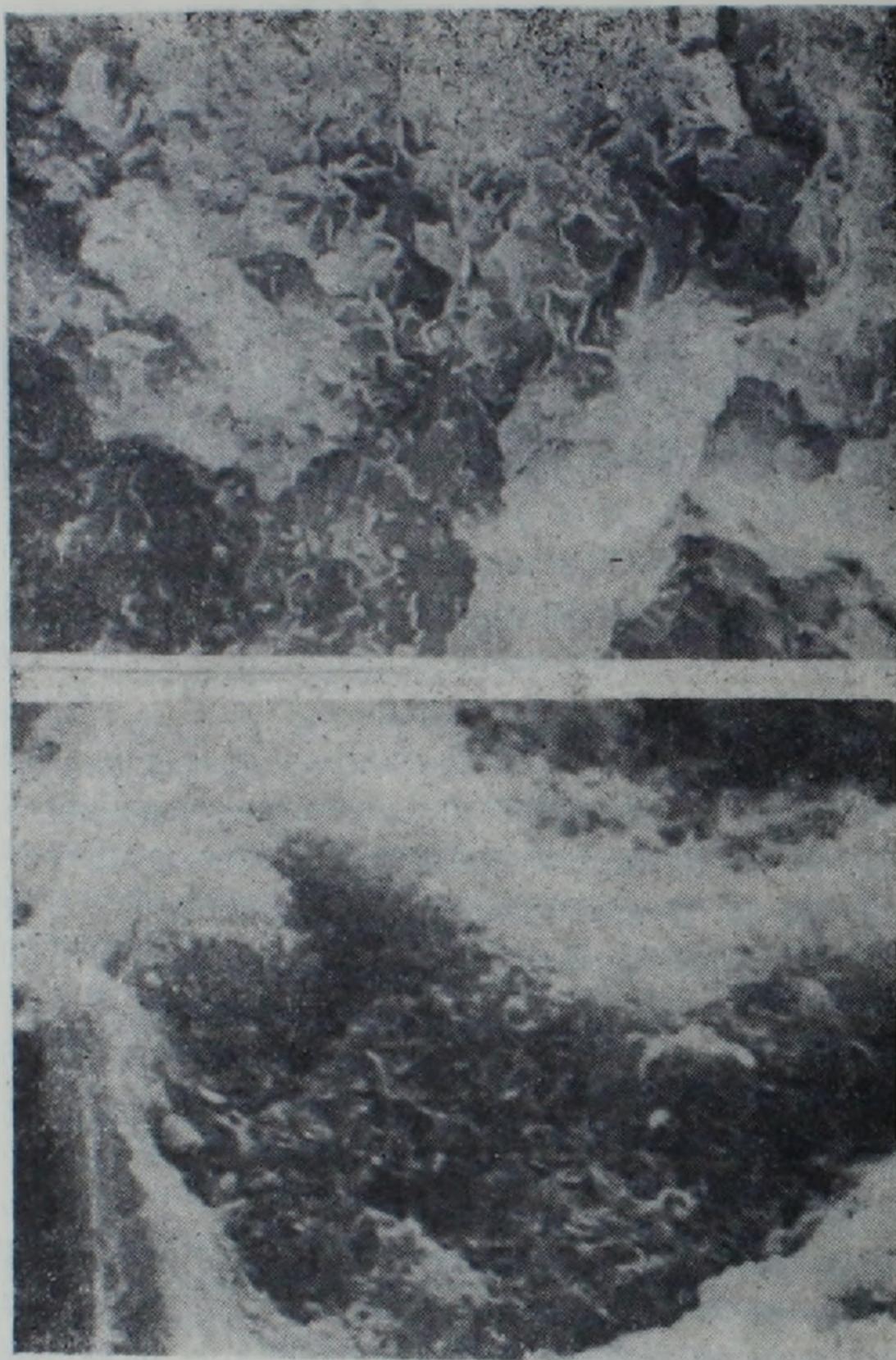


Рис. 8. Сканирующие снимки цеолитолита (а) и бентонита (б). Ноемберянское месторождение.

ноптилолита, причем на снимках крупной фракции (рис. 7, г) удлиненных и игольчатых кристаллов цеолита значительно больше, чем на снимках фракции  $< 0,001$  мм (рис. 7, в). Из таблицы 8 видно, что только один образец (61Н/1, фракция  $> 0,001$  мм) отвечает теоретическому составу стильбита, если исключить высокое содержание  $K_2O$ ; тонкая фракция того же образца не соответствует составу стильбита. Показательным является весьма высокое содержание  $CaO$  в отмеченном образце, при этом кальций не связан с карбонатом или сульфатом (параллельно определялись  $CO_2$  и общая сера). Таким образом, наличие породообразующего стильбита в изученных образцах не вызывает сомнения, причем встре-

частая он совместно с монтмориллонитом и концентрируется преимущественно во фракции  $>0,001$  м.м.

Морденит установлен в некоторых образцах туфов липаритового состава, в которых он встречается совместно с клиноптилолитом, стильбитом и монтмориллонитом. На дифрактограммах этих образцов (табл. 3, обр. 22, 47 и др.) фиксируются слабые (реже средней интен-

Таблица 5

Рентгенограммы клиноптилолитовых туфов Ноемберянского месторождения

113н		66н		92н		58н		40н		50н	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
6	9,0	5	9,1	6	9,0	6	9,0	6	9,02	5	9,0
3	7,9	3	6,8	2	7,9	3	7,2	3	7,9	4	7,9
3	6,5	3	6,5	2	7,2	3	6,5	3	7,2	3	6,7
4	4,49	2	5,15	2	6,8	3	5,15	3	6,7	3	4,65
3	4,27	4	4,65	3	6,5	4	4,9	2	5,1	5	4,27
6	3,97	4	4,49	2	5,26	3	4,27	4	4,27	6	3,97
2	3,75	3	4,27	2	5,13	6	3,97	5	3,97	5	3,91
2	3,42	6	3,97	4	4,49	2	3,75	5	3,91	10	3,34
10	3,34	2	3,75	3	4,27	2	3,42	8	3,34	4	3,21
4	3,21	2	3,42	6	3,97	10	3,34	4	3,21	4	3,17
3	3,17	10	3,34	2	3,75	4	3,21	4	3,17	5	2,97
2	3,07	4	3,21	2	3,42	3	3,17	4	2,97	3	2,58
4	2,97	3	3,17	10	3,34	2	3,07	5	2,79	3	2,46
2	2,80	4	2,97	4	3,21	4	2,97	3	2,58	3	2,28
2	2,73	2	2,81	3	3,17	2	2,79	3	2,46	2	2,14
2	2,67	2	2,73	4	2,97	2	2,72	2	2,28	4	1,818
4	2,59	2	2,67	2	2,67	2	2,65	2	2,13	4	1,541
4	1,817	4	2,569	4	2,569	4	2,57	4	1,820		

Таблица 6

Химический состав клиноптилолитовых туфов Ноемберянского месторождения

№№ обр.	66н	92н	50н	78н	78н/1	36н
окислы						
SiO <sub>2</sub>	69,05	69,40	68,19	73,96	75,37	70,45
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,19	0,23	0,16	0,09	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,18	13,10	12,05	11,65	10,94	11,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	0,52	1,31	1,56	1,24	1,56
FeO	0,56	0,28	1,14	0,23	1,57	0,28
MnO	—	—	—	—	—	—
CaO	2,22	2,05	2,40	1,19	1,62	2,38
MgO	1,35	1,00	1,80	1,76	1,52	1,10
H <sub>2</sub> O	4,09	4,01	4,41	2,14	1,44	4,69
п.п.п.	5,03	7,50	6,09	3,30	3,21	6,50
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	1,30	0,85	0,65	0,29	0,33	0,25
K <sub>2</sub> O	2,60	1,80	2,15	4,50	1,35	2,70

сивности) отражения с  $d_{(021)} = 6,1-6,2\text{Å}$  и  $d_{(201)} = 5,8\text{Å}$ . Можно думать что эти рефлексы скорее всего принадлежат мордениту, несмотря на то, что прочие характерные отражения не улавливаются. Другие методы не дали дополнительной информации: реакция дегидратации морденита полностью совпадает с монтмориллонитовой, электронномикроско-

пические снимки не отличаются от снимков клиноптилолитовых и стильбитовых пород, в химическом составе указанных образцов нет надежных признаков присутствия заметного количества морденита. Таким образом, морденит, по нашим данным, встречается в качестве второсте-

Таблица 7

Рентгенограммы стильбитовых туфов Ноемберянского месторождения

6н		7н		61н		34н	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
7	9,01	2	15,8	2	15,5	5	15,3
3	7,9	6	9,0	3	7,9	2	8,95
2	5,40	3	7,9	2	7,1	3	7,69
8	4,05	5	6,7	3	5,82	5	4,50
2	4,65	5	4,59	2	5,54	5	4,06
10	3,97	3	4,30	1	5,15	3	3,97
3	3,56	10	4,06	4	5,0	3	3,87
4	3,42	7	3,97	5	4,49	3	3,34
5	3,18	3	3,32	5	4,0	2	3,21
2	3,11	3	3,22	2	3,78	2	3,18
2	3,07	3	3,18	8	3,45	3	2,97
6	2,97	2	3,08	6	3,35	2	2,79
5	2,804	3-4	3,98	4	3,208	3	2,57
2	2,730	3	2,79	2	2,997	4	1,501
		3	2,57	4	2,901		
		2	2,48	3	2,580		
		1	2,25	3	2,287		
		4	1,501	3	2,127		
				2	1,818		
				3	1,798		

Таблица 8

Химический состав стильбитовых туфов Ноемберянского месторождения

№№ обр	окислы				
	6н	61н	62н/1	10н	34н
SiO <sub>2</sub>	70,49	62,35	55,99	70,68	61,07
TiO <sub>2</sub>	—	0,39	0,34	0,32	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,08	15,15	15,29	14,10	14,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	2,16	2,32	1,43	1,95
FeO	0,28	1,43	0,86	—	0,56
MnO	—	0,02	0,07	—	0,02
CaO	1,05	2,44	8,81	1,28	1,45
MgO	1,33	1,81	1,81	1,08	1,34
H <sub>2</sub> O	5,31	4,79	2,42	4,24	4,10
п. л. п.	5,45	3,86	7,31	4,00	3,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,06	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—
Собщ.	—	0,25	0,12	—	0,01
NaO <sub>2</sub>	0,70	0,90	1,20	2,20	2,20
K <sub>2</sub> O	1,90	4,50	4,20	1,55	2,20

ленной примеси в различных по составу цеолитолитах. Однако имеются данные о значительных концентрациях морденита в пределах Ноемберянского месторождения [1] и расположенного в 5—6 км от него — Камарлинского [3].

Г. С. Авакян отмечает, что в разрезе скв. 8 (интервалы 4—29 м и 56—74 м) вскрыты породы, состоящие на 50% из морденита и на 50% из монтмориллонита. Однако, приводимые им данные оставляют место для сомнения. Так, автор считает, что на иллюстрируемых дифрактограммах имеются интенсивные рефлексы с  $d = 9,04—9,07\text{Å}$ ,  $6,59—6,63\text{Å}$ ,  $4,49\text{Å}$ ,  $3,97\text{Å}$ ,  $3,35\text{Å}$ ,  $3,20—3,22\text{Å}$ , которые свидетельствуют о значительном содержании в образцах морденита. Однако интенсивными на этих дифрактограммах являются монтмориллонитовые рефлексы, а из цеолитовых—только отражения с  $d = 9,04—9,07\text{Å}$  и  $3,97\text{Å}$ , которые в не меньшей степени характерны и для клиноптилолита (кстати, на этих дифрактограммах четко фиксируется характерный только для клиноптилолита рефлекс с  $d = 7,8—7,9\text{Å}$ ). Отражение с  $d = 3,35\text{Å}$ , судя по интенсивности и остроте пика, несомненно, принадлежит кварцу. Прочие (слабые) рефлексы скорее всего являются морденитовыми и, таким образом, речь может идти только о клиноптилолит-монтмориллонитовой породе с примесью морденита. Добавим, что характерные для последнего рефлексы  $d = 13,5\text{Å}$ ,  $6,1\text{Å}$  и  $5,8\text{Å}$  вообще отсутствуют на приведенных дифрактограммах. Что касается кривых нагревания этих образцов, то они больше характерны для монтмориллонита, чем морденита (отсутствие экзоэффекта, наличие высокотемпературных эндоэффектов). Низкое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , которое расценивается в упомянутой статье как признак наличия порообразующего морденита, объясняется, очевидно, присутствием в образцах большого количества свободного кремнезема (об этом сказано выше). Короче, морденит имеется в образцах, описанных Г. С. Авакяном, однако в качестве второстепенной примеси, а не до 50%, как это указано в его статье.

А. С. Михайлов [3] описал морденитовые породы в районе села Камарли, на территории Азербайджанской ССР. Коротко остановимся и на этом, поскольку указанное проявление пространственно и генетически тяготеет к Ноемберянскому месторождению. Данные А. С. Михайлова о наличии здесь порообразующего морденита не вызывают сомнения. Однако не совсем ясно, какова мощность собственно морденитовых пород, которые чередуются с клиноптилолит-монтмориллонитовыми туфами и замещаются ими. В целом создается впечатление о локальном их распространении. Автор подчеркивает, что туфы везде клиноптилолитовые и анальцимовые, и причина приуроченности морденита к одному пункту неясна. Морденитовые породы тяготеют к полям развития кислых эффузивов и грубых туфов, т. е. к участкам активного вулканизма. С другой стороны, совместное нахождение клиноптилолита и морденита указывает на то, что условия их образования в значительной мере перекрываются. Резюмируя, можно сказать, что морденит в цеолитолитах Ноемберянского месторождения встречается редко и в качестве второстепенной примеси, лишь в одном пункте на обширной площади кли-

поптитолит-монтмориллонитовых пород он зафиксирован как один из основных компонентов, при этом остается неясным, какова мощность собственно морденитовых пород, поэтому можно думать, что в районе села Камарли морденит также не образует значительных концентраций, имеющих промышленное значение.

*Анальцит* чаще встречается в грубообломочных породах-туфобрекчиях и туфах псаммитовой размерности, в которых он заполняет поры и пустотки, образовавшиеся в результате растворения обломков перлита. Иногда цементирующий материал в этих породах в основном состоит из анальцита. Породы эти развиты преимущественно в основании вулканогенно-осадочной толщи. В тонкообломочных клиноптитолит-монтмориллонитовых и стильбит-монтмориллонитовых породах анальцит встречается очень редко и в качестве второстепенной примеси.

*Филлипсит* встречается довольно часто, но как незначительная примесь в монтмориллонит-клиноптитолитовых, реже — в стильбит-монтмориллонитовых породах. Филлипсит диагностируется по отражениям с  $d_{(100)} = 7,6\text{А}$  и  $d_{(020)} = 7,1-7,2\text{А}$  (табл. 5, обр. 40,58). Прочими методами филлипсит не фиксируется. Термограммы указанных образцов идентичны клиноптитолит-монтмориллонитовым: реакции дегидратации минералов совпадают, электронномикроскопические снимки сходны со снимками клиноптитолитовых и стильбитовых пород. Возможно, что повышенное содержание калия во многих ноябрьских цеолитах объясняется наличием в них заметного количества филлипсита. Встречается филлипсит на всей площади месторождения, но чаще и, вероятно, в сравнительно больших количествах, — в его северной части.

### В ы в о д ы

1. Условия залегания и микроструктурное сложение сантон-кампанских кислых туфов Ноябрьского месторождения свидетельствуют об их отложении из пелловых потоков, представляющих высокотемпературную смесь пирокластического материала и газов.

2. Цеолитизация и монтмориллонитизация являются диагенетическими и раннекатагенетическими процессами, избирательно наложенными в этих туфах на неоднородную по составу витрокластику.

3. Главными породообразующими минералами бентонитов и цеолитов являются монтмориллонит, клиноптитолит и стильбит, впервые выявленный на месторождении. Морденит и филлипсит присутствуют в качестве незначительной примеси.

4. Монтмориллонит замещает фрагменты более основного стекла и промежуточную вулканическую пыль, концентрируясь преимущественно во фракции  $< 0,001$  мм. Клиноптитолит и стильбит образуются по обломкам более кислого стекла и накапливаются во фракции  $> 0,001$  мм.

5. Химический состав монтмориллонитовой фракции ( $< 0,001$  мм) характеризуется высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  при  $\text{K}_2\text{O} >$

> Na<sub>2</sub>O. Клиноптилолиты (фракция > 0,001 мм) отличаются высокими содержаниями SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, стильбиты — CaO.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 18. XII. 1981.

Ա. Խ. ՄՆԱՏՅԱԿԱՆՅԱՆ, Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՈՅԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԹԹՈՒ ՏՈՒՑԵՐԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱԿԱՆ-ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ ԵՎ ՑԵՈԼԻ-ՏՍՑՄԱՆ ՈՒ ՄՈՆՏՄՈՐԻԼՈՆԻՏԱՑՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Հողվածում ընդհանրացված են նոյեմբերյանի հանքավայրի թթու տուֆերի միկրոստրուկտուրային հետազոտությունների արդյունքները, ինչպես նաև բերված է դիագենեզի և վաղ կատազենեզի ստադիաներում առաջացած միներալների ամբողջական նկարագրությունը: Ցույց է տրվում, որ աուտիգեն միներալագոյացումն ընտրողական բնույթ ունի և ընթանում է հրաբխային ապակու տարասեռ բեկորների վերափոխման հաշվին: Ցեոլիտները տեղակալում են առավել թթու կազմի ապակին (հրաբխային մոխրի մասնիկներ, պեյլիտների բեկորներ), իսկ մոնտմորիլոնիտը զարգանում է ի հաշիվ հիմքային կազմի ապակու (պեմզայի բեկորներ, հրաբխային միջանկյալ փոշի): Բենթոնիտների և ցեոլիտոլիտների շերտերում ապար կազմող միներալներն են մոնտմորիլոնիտը, կլինոպտիլոլիտը և ստիլբիտը:

A. Kh. MNATZAKANIAN, I. Kh. PETROSOV

THE ARMENIAN SSR NOYEMBERIAN DEPOSIT ACIDIC TUFFS  
PETROGRAPHICAL-MINERALOGICAL CHARACTERISTIC AND  
THEIR ZEOLITIZATION AND MONTMORILLONITIZATION  
PECULARITIES

Abstract

The selective substitution character of acidic tuffs zeolitization and montmorillonitization is established. The large fragments of glass are substituted by clinoptilolite and stilbite while the fine vitroclastic dust is substituted by montmorillonite. The tuffs transformation through several stages is revealed and different petrographical types of bentonites and zeolitollites as well as diverse morphological types of new-formed minerals correspond to various stages.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Г. С. Морденит в цеолитовых породах Ноемберянского месторождения. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1974.
2. Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Агрегаты. «Наука», М., 1979.
3. Михайлов А. С. Морденитовые породы южного борта Куринской депрессии. Литология и полезные ископаемые, № 5, 1975.
4. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация, В сб. «Проблема палеовулканизма». Изд. ИЛ», М., 1963.
5. Шуменко С. И., Шевченко А. Я., Супрычев В. А. Электронномикроскопическое изучение цеолитов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1978.

УДК 550.837.218

В. Б. ГАМОЯН

## ПОТЕНЦИАЛ ПОЛЯ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ НАЛИЧИИ ПЛАСТООБРАЗНОГО ТЕЛА

Статья посвящена изучению характера распределения потенциала поля блуждающих токов (БТ) от узкоколейных электрифицированных железнодорожных линий рудников в неоднородной среде при наличии пластообразного тела, расположенного в контакте двух пород с разными удельными электрическими сопротивлениями. Представлены математические формулы, выражающие распределение потенциала поля.

С помощью выведенных математических выражений вычислены кривые распределения потенциала поля БТ при наличии хорошо проводящего пластообразного тела бесконечного простирання. Аномалия потенциала блуждающих токов, вызванная хорошо проводящим телом, характеризуется высоким градиентом над границами и постоянным значением над центральной его частью.

Предположим, что хорошо проводящая рудная жила мощностью  $d_2$  ограничена от вмещающих пород плоскими вертикальными границами раздела, пересекается горизонтальной транспортной выработкой и протягивается бесконечно вверх и вниз.

Часть окружающей среды, находящуюся по левую сторону от жилы, обозначим 1-ой, рудную жилу—2-ой, а часть, находящуюся по правую сторону от жилы—3-ей. Примем удельное электрическое сопротивление первой части среды  $\rho_1$ , 2-ой части— $\rho_2$ , 3-ей части— $\rho_3$ . Представим транспортную горную выработку «линейно-двухполюсным» источником [1], расположенным таким образом, чтобы блуждающие токи от рельсов в окружающую среду стекали в пределах 1-ой и 2-ой частей и обратно протекали в рельсы в пределах 3-ей части среды. Обозначим буквами  $d_1$ ,  $d_2$  и  $d_3$  части источника, расположенные в 1-ой, 2-ой и 3-ей частях среды соответственно.

Для рассмотрения распределения поля в условиях решаемой задачи найдем значения потенциалов от точечных источников  $A_1$ ,  $A_2$  и  $A_3$  взамен частей  $d_1$ ,  $d_2$  и  $d_3$  «линейно-двухполюсного» источника в отдельности (рис. 1), после чего путем интегрирования найденных значений по текущей координате заданного источника и суммирования полученных интегралов, определим потенциалы в каждой из трех частей среды.

Найдем для начала значение потенциала, создаваемого первой частью «линейно-двухполюсного» источника в точках каждой из трех частей среды. Предположим, что имеется точечный источник  $A_1$ , расположенный на расстоянии  $d_1$  от плоскости  $CC'$  (в точке положительного полюса заданного источника).

Введем поиски непосредственно путем интегрирования уравнения Лапласа.

Потенциальные функции в каждой из трех частей среды от точечного источника  $A_1$  обозначим через  $U_{11}^{(1)}$ ,  $U_{12}^{(1)}$  и  $U_{13}^{(1)}$ . Они все должны удовлетворять уравнению Лапласа, представленному в системе цилиндрических координат с началом в точке положительного полюса «линейно-двухполюсного» источника и осью, направленной по источнику (рис. 1).

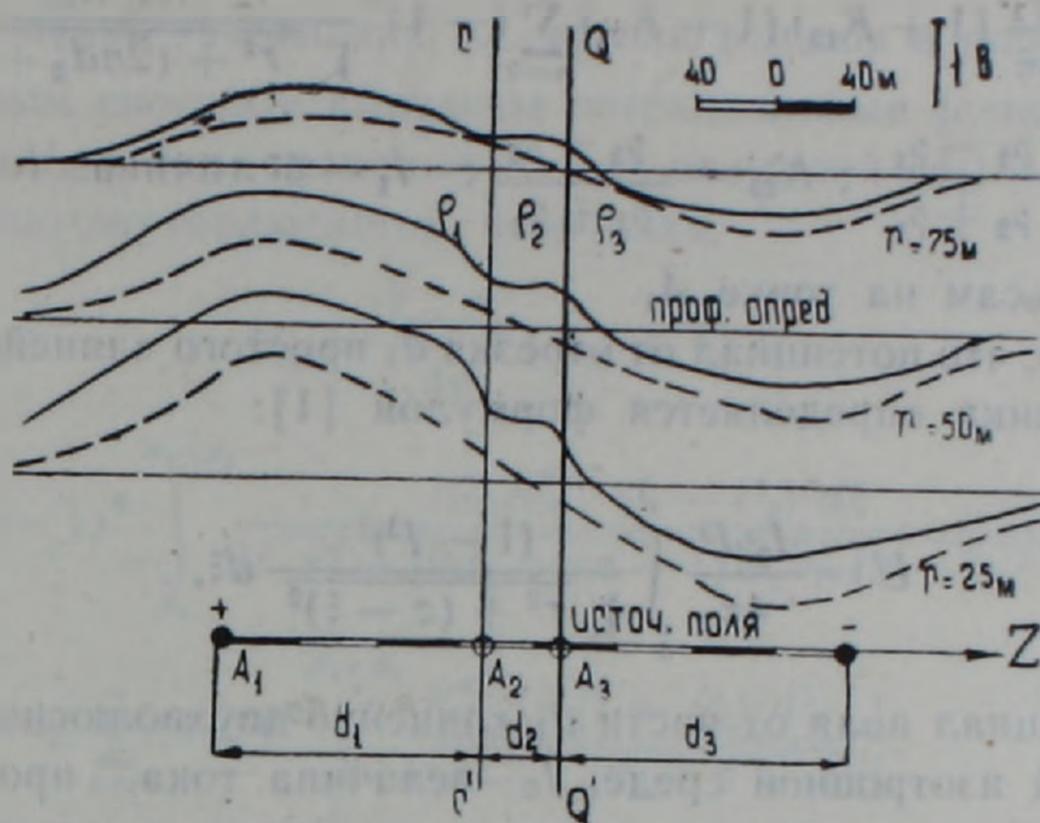


Рис. 1. Графики потенциала поля «линейно-двухполюсного» источника, полученные теоретическими расчетами для двух случаев: 1) хорошопроводящее пластообразное тело с удельным электрическим сопротивлением  $\rho_2 = 10$  ом·м расположено в контакте двух пород с удельными электрическими сопротивлениями  $\rho_1 = 550$  ом·м,  $\rho_3 = 100$  ом·м, при  $d_1 = 135$  м,  $d_2 = 40$  м,  $d_3 = 145$  м: (сплошные графики); 2) однородная изотропная среда с удельным электрическим сопротивлением  $\rho = 200$  ом·м, при длине источника, равной  $d_1 + d_2 + d_3$  (пунктирные графики).

Согласно методу, разработанному Фурье, в качестве общего интеграла уравнения Лапласа, удовлетворяющего решаемой задаче, можно взять выражение [2]:

$$U(r, z) = \int_0^{\infty} A e^{-mz} J_0(mr) dm + \int_0^{\infty} B e^{mz} J_0(mr) dm. \quad (1)$$

Воспользуясь общей формулой решения уравнения Лапласа (1), исходя из граничных и предельных условий решаемой задачи [2], для потенциалов точечного источника  $A_1$  в трех заданных средах выведены следующие математические выражения:

$$U_{11}^{(1)} = \frac{I_1 \rho_1}{4\pi} \left\{ \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^{n+1} K_{23}^n}{\sqrt{r^2 + [2(d_1 + nd_2) - z]^2}} + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^{n+1}}{\sqrt{r^2 + [2d_1 + 2(n+1)d_2 - z]^2}} \right\}; \quad (2)$$

$$U_{12}^{(r)} = \frac{I_1 \rho_1}{4\pi} \left\{ (1 + K_{12}) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^n}{\sqrt{r^2 + (2nd_2 + z)^2}} + \right. \\ \left. + (1 + K_{12}) K_{23} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^n}{\sqrt{r^2 + [2d_1 + 2(n+1)d_2 + z]^2}} \right\}; \quad (3)$$

$$U_{13}^{(r)} = \frac{I_1 \rho_1}{4\pi} (1 + K_{12}) (1 + K_{23}) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^n}{\sqrt{r^2 + (2nd_2 + z)^2}}, \quad (4)$$

где  $K_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$ ;  $K_{23} = \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3 + \rho_2}$ ;  $I_1$  — величина тока, протекающего по рельсам на точке  $A_1$ .

Известно, что потенциал от отрезка  $d_1$  простого «линейно-двухполюсного» источника определяется формулой [1]:

$$U = \frac{I_0 \rho P}{4\pi} \int_0^{d_1} \frac{(1-P)^{\xi}}{\sqrt{r^2 + (z-\xi)^2}} d\xi, \quad (5)$$

где  $U$  — потенциал поля от части  $d_1$  «линейно-двухполюсного» источника в однородной изотропной среде;  $I_0$  — величина тока, протекающего по рельсам на точке соединения контакта источника;  $\rho$  — удельное электрическое сопротивление среды;

$$P = \frac{\Delta R_p}{\Delta R_p + \Delta R_k};$$

$\Delta R_p$  — сопротивление элементарной части рельса;  $\Delta R_k$  — сопротивление заземления элементарной части рельса;  $r, z$  — координаты точки определения потенциала,  $\xi$  — текущая координата по рельсу.

Совместным решением уравнений (2), (3) и (4) с уравнением (5) получим математические выражения для потенциалов от части «линейно-двухполюсного» источника.

$$U_{11} = \frac{I_1 \rho_1 P_1}{4\pi} \int_0^{d_1} \left\{ \frac{1}{\sqrt{r^2 + (z-\xi)^2}} + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^{n+1} K_{23}^n}{\sqrt{r^2 + [2(d_1 + nd_2) - (z-\xi)]^2}} + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^{n+1}}{\sqrt{r^2 + [2d_1 + 2(n+1)d_2 - (z-\xi)]^2}} \right\} \cdot (1 - P_1)^{\xi} d\xi; \quad (6)$$

$$U_{12} = \frac{I_1 \rho_1 P_1}{4\pi} \int_0^{d_1} \left\{ (1 + K_{12}) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^n}{\sqrt{r^2 + [2nd_2 + (z-\xi)]^2}} + (1 + K_{12}) K_{23} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^n}{\sqrt{r^2 + [2d_1 + 2(n+1)d_2 + (z-\xi)]^2}} \right\} \cdot (1 - P_1)^{\xi} d\xi; \quad (7)$$

$$U_{13} = \frac{I_1 \rho_1 P_1}{4\pi} (1 + K_{12}) (1 + K_{23}) \int_0^{d_1} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^n (1 - P)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + [2nd_2 + (z - \xi)]^2}}, \quad (8)$$

где  $P_1 = \frac{\Delta R_p}{\Delta R_p + \Delta R_{k_1}}$ ;

$\Delta R_{k_1}$  — сопротивление заземления  $\Delta l$  отрезка рельсов в породах с  $\rho = \rho_1$ .

Аналогичным способом выведены потенциальные функции  $U_{21}$ ,  $U_{22}$ ,  $U_{23}$ ,  $U_{31}$ ,  $U_{32}$ , и  $U_{33}$  в трех заданных средах от второй ( $d_2$ ) и третьей ( $d_3$ ) частей «линейно-двухполюсного» источника.

$$U_{21} = \frac{I_2 \rho_2 P_2}{4\pi} (K_{12} + 1) \times$$

$$\times \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{K_{21}^n K_{32}^{n+1} (1 - P_2)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + [2d_1 + (n+1)d_2 + (z - \xi)]^2}} + \right.$$

$$\left. + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{K_{21}^n K_{32}^n (1 - P_2)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + (2d_2 + z - \xi)^2}} \right\}; \quad (9)$$

$$U_{22} = \frac{I_2 \rho_2 P_2}{4\pi} \left\{ \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{(1 - P_2)^{\xi}}{\sqrt{r^2 + (z - \xi)^2}} + \right.$$

$$+ \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left[ \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{K_{12} \cdot K_{21}^n \cdot K_{22}^{n+1} (1 - P_2)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + [(n+1)d_1 + (z - \xi)]^2}} + \right.$$

$$+ K_{12} \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{K_{21}^n K_{32}^n (1 - P_2)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + (nd_2 + d_1 + z - \xi)^2}} +$$

$$+ K_{32} \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{K_{21}^n K_{32}^n (1 - P_2)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + [d_1 + (n+1)d_2 + z - \xi]^2}} -$$

$$\left. \left. - K_{32} \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{K_{21}^{n+1} K_{32}^n (1 - P_2)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + [(n+1)d_2 + z - \xi]^2}} \right] \right\}; \quad (10)$$

$$U_{23} = \frac{I_2 \rho_2 P_2}{4\pi} (K_{32} + 1) \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{K_{21}^n K_{32}^n (1 - P_2)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + (nd_2 + z - \xi)^2}} + \right.$$

$$\left. + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \int_{d_1}^{d_1+d_2} \frac{K_{21}^{n+1} K_{32}^n (1 - P_2)^{\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + (nd_2 + z - \xi - d_1)^2}} \right\}; \quad (11)$$

$$U_{33} = - \frac{I_3 \rho_3 P_3}{4\pi} \int_{d_1+d_2}^D \left\{ \frac{(1 - P_3)^{D-\xi}}{\sqrt{r^2 + (z - \xi)^2}} + \right.$$

$$+ \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left[ \frac{K_{12}^n K_{23}^n (1 - P_3)^{D-\xi}}{\sqrt{r^2 + [2(d_3 + nd_2) - (z - \xi)]^2}} + \frac{K_{12}^n K_{23}^n (1 - P_3)^{D-\xi}}{\sqrt{r^2 + [2d_3 + 2(n+1)d_2 - (z - \xi)]^2}} \right] d\xi; \quad (12)$$

$$U_{32} = -\frac{I_3 \rho_3 P_3}{4\pi} (1 - K_{23}) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \int_{d_1+d_2}^D \left[ \frac{K_{12}^n K_{23}^n (1 - P_3)^{D-\xi}}{\sqrt{r^2 + [2nd_2 + (z - \xi)]^2}} - \frac{K_{21}^n K_2^n (1 - P_3)^{D-\xi}}{\sqrt{r^2 + [2d_3 + 2(n+1)d_2 + (z - \xi)]^2}} \right] d\xi; \quad (13)$$

$$U_{31} = -\frac{I_3 \rho_3 P_3}{4\pi} (1 - K_{23}) (1 - K_{12}) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{K_{12}^n K_{23}^n (1 - P_3)^{D-\xi} d\xi}{\sqrt{r^2 + [2nd_2 + (z - \xi)]^2}}, \quad (14)$$

где  $D = d_1 + d_2 + d_3$ ;  $P_2 = \frac{\Delta R_p}{\Delta R_p + \Delta R_{k_2}}$ ;  $P_3 = \frac{\Delta R_p}{\Delta R_p + \Delta R_{k_3}}$ ;

$\Delta R_{k_2}$  и  $\Delta R_{k_3}$  — сопротивления заземления  $\Delta l$  отрезка рельса в средах с  $\rho = \rho_2$  и  $\rho = \rho_3$  соответственно.

Потенциал поля «линейно-двухполюсного» источника можно получить путем суммирования потенциалов от  $d_1$ ,  $d_2$  и  $d_3$  частей его. Потенциал в первой части среды  $U_{p_1} = U_{11} + U_{21} + U_{31}$ , во второй части —  $U_{p_2} = U_{12} + U_{22} + U_{32}$ , в третьей части —  $U_{p_3} = U_{13} + U_{23} + U_{33}$ .

В формулах (9), (10), (11), (12), (13) и (14)  $I_2$  и  $I_3$  представляют из себя величины тока, протекающего по рельсам в точках  $A_2$  ( $\xi = d_1$ ) и  $A_3$  ( $\xi = d_2$ ) (рис. 1). Их можно определить, имея величину  $I_1$  и пользуясь известной закономерностью распределения тока в среде от «линейно-двухполюсного» источника  $I_i = I_1 (1 - P)^i$  [1]:

$$I_2 = I_1 (1 - P_2)^1; \quad I_3 = I_1 (1 - P_2)^1 \times (1 - P_3)^1.$$

Для графического изображения поведения потенциала поля с помощью выведенных формул на ЭВМ вычислены кривые потенциала по профилям, параллельным оси  $Z$ , для случаев при наличии хорошопроводящего пластообразного тела, расположенного в контакте двух пород с параметрами среды  $d_1 = 135$  м,  $d_2 = 40$  м,  $d_3 = 145$  м,  $\rho_1 = 550$  ом·м,  $\rho_2 = 10$  ом·м,  $\rho_3 = 100$  ом·м и при однородной среде с удельным электрическим сопротивлением  $\rho = 200$  ом·м.

Кривые потенциала, полученные при однородной и неоднородной средах, четко отличаются друг от друга. При неоднородной среде значения потенциала в пределах пород с  $\rho = \rho_1$  в 1,5 раза больше, а в пределах пород с  $\rho = \rho_3$  во столько же раз меньше значений потенциала при однородной среде с  $\rho = 200$  ом·м. При неоднородной среде выделяется аномалия и в пределах хорошопроводящего пластообразного тела. Отличительной чертой аномалии, вызванной хорошопроводящим телом, служит высокий градиент над границами и постоянство потенциала над

центральной частью его. Это может служить предвестником геологической разведки методом блуждающих токов.

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт геофизики и инженерной сейсмологии  
АН Армянской ССР

Поступила 17. II. 1982.

Վ. Բ. ԳԱՄՈՅԱՆ

ԹԱՓԱՌՈՂ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ԴԱՇՏԻ ՊՈՏԵՆՑԻԱԼԸ  
ՇԵՐՏԱԶԵՎ ՄԱՐՄՆԻ ԱՌԿԱՅՈՒԹՅԱՆ ԴԵՊՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածը նվիրված է հանքերի էլեկտրիֆիկացված երկաթուղային գծերից առաջացած թափառող հոսանքների դաշտի բնույթի ուսումնասիրմանը՝ անհամասեռ միջավայրում շերտաձև մարմնի առկայության դեպքում: Ներկայացված են դաշտի պոտենցիալը սրտահայտող մաթեմատիկական բանաձևեր: Ստացված բանաձևերի օգնությամբ հաշվված են թափառող հոսանքների դաշտի պոտենցիալի կորերը անվերջ տարածում ունեցող լավ հաղորդիչ շերտաձև մարմնի առկայության դեպքում:

Մարմնի առաջացրած լանոմալիան բնութագրվում է նրա կոնտակտների շրջանում պոտենցիալի թռիչքային փոփոխությամբ և վերջինիս հաստատուն արժեքով մարմնի սահմաններում:

V. B. GAMOYAN

STRAY CURRENTS FIELD POTENTIAL IN THE PRESENCE OF  
A BEDIFORM BODY

Abstract

The results of character study of stray currents field potential originated from narrow-gauge line of mines in heterogeneous medium if there is a bediform body disposed in the contact zone of two rocks with different specific electric resistance are brought in this paper. Mathematical formulas are presented expressing the field potential. By means of deduced mathematical expressions the field potential curves of stray currents are calculated in the presence of extremely stretching good conducting bediform body. The body field anomaly is characterized by the potential values sharp changing at its contacts and by their constancy within the body contours.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гамоян В. Б., Лулебян Е. М. Характер поля блуждающих токов при наличии плоской вертикальной границы раздела разнородных пород. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1, 1980.
2. Заборовский А. И. Электроразведка. Гостоптехиздат, М., 1963.

УДК: 551.524(479.25)

В. Ш. ЦОМАЯ, В. К. ВАНЕСЯН, Г. В. АКОПЯН

## СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ГОРЫ АРАГАЦ

Экспедиционные исследования ледников горы Арагац 1975—1976 гг. дали возможность получить ценные сведения о географическом положении, морфологии и режиме ледников:

Авторы выяснили, что современное оледенение в Армении развито слабо. Насчитывается всего 42 ледника общей площадью 3,79 кв. км., из которых 66,6% по количеству и 65,2% по площади сосредоточены на горе Арагац (2,47 кв. км). Эти ледники являются основными источниками в формировании и питании рек, воды которых играют большую роль в народном хозяйстве республики.

Изучение ледников Армении началось еще в середине прошлого столетия, но оно развивалось очень медленно. Пионером в деле изучения ледников Армении является И. И. Ходзько [13], который, в 1847 г. впервые совершив восхождение на вершину горы Арагац, конкретно указал на наличие здесь ледников.

Спустя 46 лет (1893 г.), на вершину Арагаца поднялся А. В. Пастухов, который составил первую карту его оледенения [11] (рис. 1) и дал описание 13-ти ледников, общей площадью 5,8 км<sup>2</sup>. К этому же периоду относится и работа П. Я. Динника [8] по оледенению Кавказа в целом. В работе приводятся сведения о ледниках горы Арагац с использованием данных И. И. Ходзько и А. В. Пастухова.

В 1938 г. известный исследователь Кавказа А. Рейнгард [12] всесторонне изучил историю развития древнего и современного оледенения. По его данным, оледенение в 1938 г. было меньше, чем в 90-х годах прошлого века, а высота снеговой границы лежала на отметке 3700 м.

В 1945 г. Н. О. Бурчак-Абрамович [2] дает описание ледника кратера Арагац, а также двух снежников юго-западного склона южной вершины кратера.

Более подробно исследование ледников проводилось П. А. Иваньковым [9], который на основании обработки крупномасштабных карт в 1956 г. опубликовал данные о площадях ледников и снежников. Согласно этим исследованиям на горе Арагац насчитывается 25 ледников, общей площадью 1,0 км<sup>2</sup>.

В работе Ф. А. Геворкяна [5] приводятся результаты полевых работ, проведенных летом 1960—1961 гг. на фирновых полях и ледниках горы Арагац.

УГМС Армянской ССР в 1969—1970 гг. начало проводить авиаразведку современного оледенения горы Арагац и Зангезурского хребта. На основании этих материалов был составлен новый каталог ледников Армении, в котором приводятся сведения о 26 ледниках горы Арагац общей

площадью 1,26 км<sup>2</sup>, снежниках и ледниках Загезурского хребта площадью 2,21 км<sup>2</sup>. Опираясь на материалы этого каталога, В. К. Ванесян [3] и А. Е. Восканян [4] попытались охарактеризовать современное оледенение Армении.

Однако в этих сведениях, как и в сведениях П. А. Иванькова [10] и Ф. А. Геворкяна [5], имеются неточности. Объясняется это, во-первых,

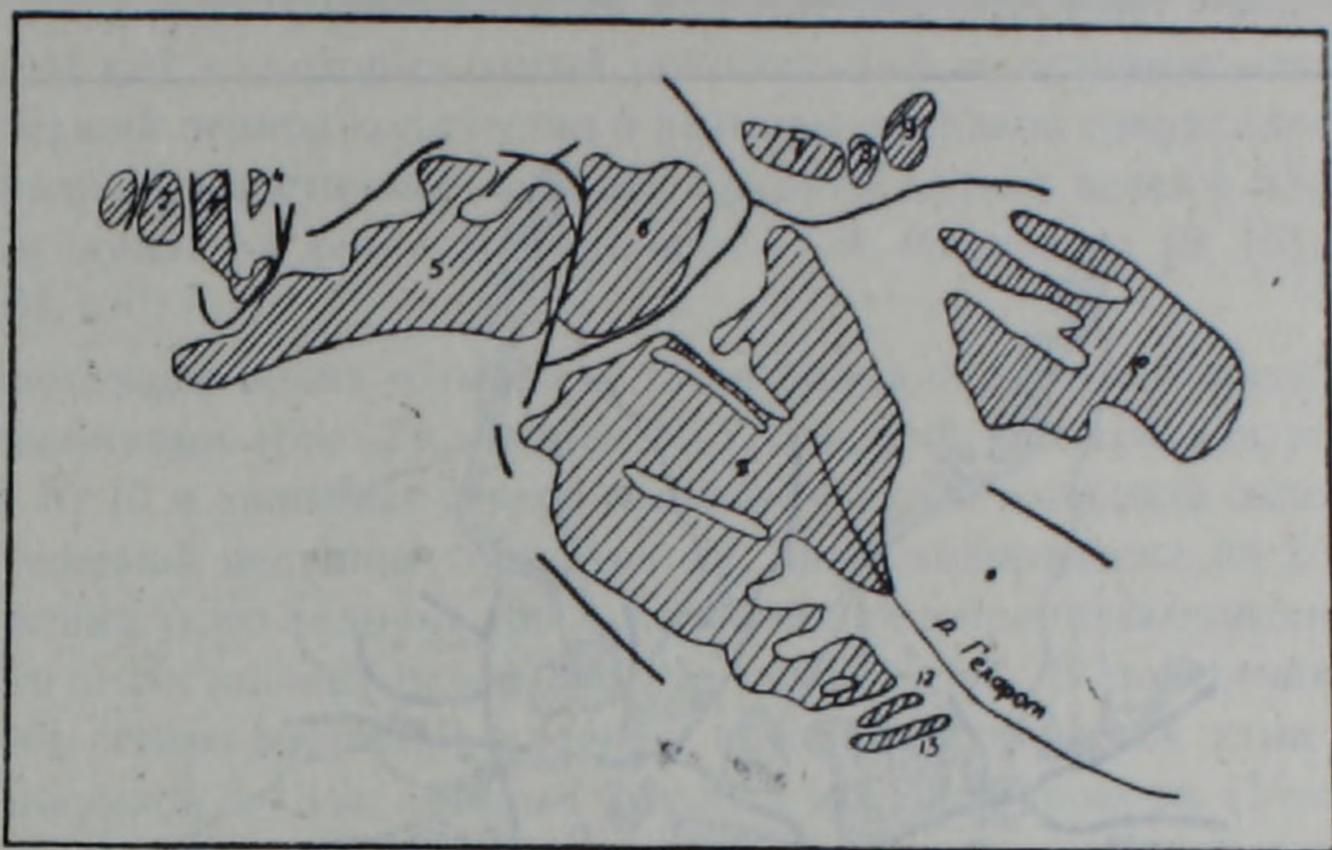


Рис. 1. Схема расположения ледников на массиве г. Арагац (по А. В. Пастухову).

использованием крупномасштабных карт 1956 г. издания, где не были указаны покрытые мореной ледники и, во-вторых, тем, что в 1969—1971 гг. из-за многоснежности ледники оказались покрытыми мощным слоем снежников.

В 1975—1976 гг. УГМС Армянской ССР с участием ЗакНИГМИ проводило специальные экспедиционные исследования ледников г. Арагац и Загезурского хребта. Были исследованы все ледники этих массивов, что дало возможность существенно уточнить современное оледенение Армении и составить уточненный каталог ледников [14].

По данным последних исследований, современное оледенение Армении, по сравнению с оледенением Большого Кавказа, развито очень слабо. На территорию Армянской ССР приходится всего лишь 0,25% общего оледенения Кавказа. Ледники сосредоточены в районе горы Арагац и Загезурского хребта. Насчитывается всего 42 ледника общей площадью 3,79 км<sup>2</sup>, из них 66,6% по количеству и 65,2% по площади сосредоточены на горе Арагац (28 ледников площадью 2,47 км<sup>2</sup>).

Ледники Армении играют большую роль как источник питания рек. Расчет показывает, что в этих ледниках законсервировано около 30 млн. м<sup>3</sup> воды в виде льда. Ежегодно в летний период, благодаря ледникам и снежникам, реки получают дополнительное количество воды, что составляет около 40% годового стока.

Учитывая, что в современной литературе не имеется описаний отдельных ледников Армении, ниже приводится краткое описание ледников горы Арагац.

Гору Арагац можно разделить на 5 ледниковых районов (рис. 2).

1. Северо-западная часть горного массива Арагац. По сведениям А. В. Пастухова и других исследователей, в этом районе 60—70 лет назад насчитывалось всего 6 ледников, общей площадью 1,67 км<sup>2</sup> (рис. 1). В следующие годы оледенение очень сильно сократилось.

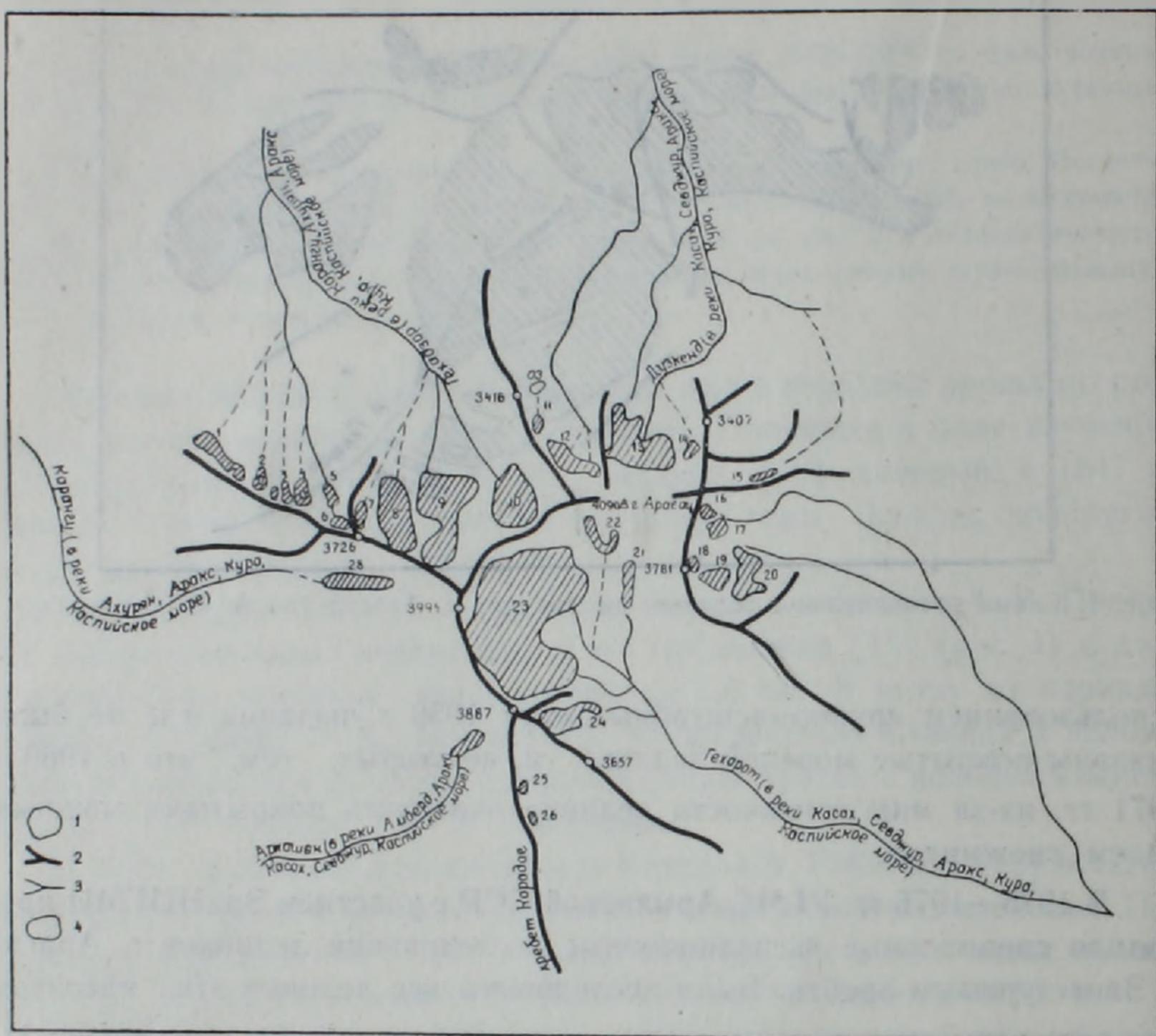


Рис. 2. Схема расположения ледников на массиве г. Арагац. 1—ледники, 2—хребты, 3—реки, 4—озера.

Результаты наших исследований показывают, что в настоящее время здесь насчитывается 10 ледников (рис. 2). Первые 6 ледников являются остатками тех четырех, которые были обнаружены А. В. Пастуховым [11]. Первый и шестой, развитые по склону, короткие, а остальные имеют удлиненную форму. Ледники №№ 7—9 образовались на месте сплошного ледникового поля. Ледник № 7 находится под гребнем, развит в ширину и с правой стороны узкой полосой опускается по склону. Ледники №№ 8 и 9 имеют удлиненную форму, в начале они круто спускаются по направлению понижения местности, а в нижней части пологие, оба занимают около 50% всего оледенения района. Ледник № 10 расположен в котловине и занимает около 27% всей площади оледенения. Котловина

имеет бесчисленные склоны. Сам ледник начинается узкой полосой с западной части котловины (имеет треугольную форму с основанием чуть ниже гребня горного массива). Ледник каровый, приводораздельная часть сплошь покрыта снегом. На поверхности заметны закрытые снегом поперечные трещины.

2. Северная часть цирка горного массива Арагац или ледниковый район бассейна р. Дузкенд. Здесь в тыловой затененной части цирка А. В. Пастухов [11] указывает на наличие 3-х ледников, общей площадью 0,41 км<sup>2</sup>, из которых самый значительный по величине — западный. За прошедший период количество и размеры ледников сократились, остались западный и восточный ледники. Средний ледник исчез в 50-х годах. Площадь западного ледника, по данным П. А. Иванькова [9, 10], составляла 0,08 км<sup>2</sup>.

В настоящее время в тыловой части цирка оледенение представлено пятью ледниками (рис. 2). Ледник № 11 висячий, расположен восточнее ледника № 10 и занимает северо-восточный склон западной оконечности отрога северной вершины горы Арагац, ниже водораздела на 20—25 м. Общая длина этого ледника 180 м, наибольшая ширина находится в средней части и составляет около 50 м, с уклоном 35°. В поперечнике ледник имеет северо-восточное падение, в конце развивается язык длиной 5—6 м, шириной 2—3 м, который уходит в моренный покров. Поверхностная морена толщиной 3—15 см покрывает ледник полосой в верхней, средней и нижней частях. Левее языка следует конечная морена длиной ~ 10 м, высотой 2 м, которая у конца языка соединяется с подпорной мореной.

Талые воды ледника текут под мореной в озеро Ишханалич, которое находится в 30 м. от ледника. Озеро имеет круглую форму и ограничено кольцеобразным моренным валом, покрытым травой.

Висячий ледник № 12 занимает северный склон отрога северной вершины горы Арагац и имеет северо-восточную экспозицию. Верхняя граница его проходит ниже водораздела на 15—30 м, местами на 60 м. Ширина ледника 50—200 м, длина около 150 м. Поверхность ледника ровная, с уклоном 35—40°, а в правой нижней части — 15—16°. Средняя полоса, шириной 50—60 м, покрыта снегом, а правый его край, шириной 20—25 м, и нижняя часть (40—50 м) покрыты поверхностной мореной. В нижней части ледник ограничен подпорной мореной, которая находится на 10—15 м ниже границы ледника. Длина этого вала 120 м, высота — 3—5 м. Левый конец вала сливается с ложем ледника, а правый конец соединяется с правой береговой мореной, которая является водоразделом с ледником № 13. Северный склон этого вала и склон ниже границы ледника № 12 на протяжении 100—110 м спускается резко (крутизной 35—36°), а далее полого — (15—16°) и еще на 130—150 м ограничен поперечной мореной, которая занимает левую часть троговой долины, высота этого вала 5—10 м.

Каровый ледник № 13 расположен на 80—90 м ниже гребня и в этой части имеет ширину 340 м. Начинается он бергшрундом, первая полоса которого, шириной 50—70 м, покрыта снегом и небольшими конусами

снега, осыпающегося с обрывистого ( $70-80^\circ$ ) склона северной вершины г. Арагац. Следующая, нижележащая полоса, шириной 100—150 м, с уклоном  $15-20^\circ$  и множеством поперечных трещин длиной 20—30 м и шириной 0,2—1,0 м, покрыта поверхностной мореной толщиной в начале 0,5—1 см, а в конце зоны—5—10 см. Следующая полоса, шириной 150—160 м с таким же уклоном, но неровной поверхностью, покрыта более мощной поверхностной мореной толщиной (в конце полосы) 0,25—0,35 м. Четвертая полоса, шириной 200 м, и еще большей шероховатостью, покрыта слоем моренного покрова (0,8—1,0 м). Последняя по счету 5-я полоса с очень неровной поверхностью, с наличием моренных конусов (высота 5—6 м) и продольных валов (длина 80—120 м, высота 6—8 м), с беспорядочно разбросанными буграми, покрыта мощным слоем моренного покрова порядка 1,0—2,0 м, местами даже до 3 м. Морена очень рыхлая, на поверхности заметны поперечные кольцеобразные полосы и другие признаки, свидетельствующие о наличии ледника и его поступательном движении. В средней части обнаружены три трещины длиной 10—15 м, шириной по верху 1—1,5 м, глубиной до 10 м.

Ледник № 13 большей частью развит по левобережью цирка длиной 600 м. Ширина ледника в начале 350 м, затем он расширяется, доходит до 500 м, а затем опять сужается до 150 м. Нижний край ледника, ниже второй полосы, имеет обрывистый моренный уступ, высотой 15—20 м, с выходом на дневную поверхность льда. Ниже подножья обрывистого уступа на 100—150 м следует моренный вал со скалистым основанием и высотой 10—15 м. Он своим левым концом приближается к конечной части ледника и соединяется с продольной правой береговой мореной, длиной 200—220 м и высотой 3—4 м. Левая береговая морена состоит из двух валов, которые в конце переходят в поперечную морену. На нижнем участке морена имеет длину 550—600 м, а на верхнем 400 м и соединяется с правой береговой мореной. Между береговыми моренами покров имеет очень неровную травяную поверхность, заметно выделяются три бугра удлиненной формы, следующие друг за другом вдоль правой береговой морены.

Висячий ледник № 14 является частью ледника № 13 и расположен восточнее его правой береговой морены. Он состоит из трех коротких ветвей, которые соединяясь образуют с левой стороны короткий язык. Ледник сильно загрязнен песком и имеет мощность не более 3—4 м.

Висячий ледник № 15 имеет северную экспозицию и уклон поверхности  $35-50^\circ$ . Он расположен на северном склоне восточного отрога северной вершины горы Арагац, на 15—10 м ниже гребня, имеет длину 250 м. Нижняя конечная часть его, длиной 25—30 м, покрыта поверхностной мореной, а остальная—снегом.

3. Восточный сектор горы Арагац. Этот район представляет собой открытый цирк, дающий начало долине левого первого притока р. Гехарот. В конце прошлого столетия, как указывает А. В. Пастухов [11], в цирке залегало одно обширное поле, общей площадью 0,99 км<sup>2</sup>. Оно занимало западную часть цирка и в верхней половине состояло из трех снежных ветвей, которые спускались с северо-западной и юго-западной стен

цирка и имели юго-восточное направление. Самым большим был правый снежный язык. В настоящее время здесь насчитывается 5 ледников, которые образовались в результате деления находившегося здесь ледника № 10, по схеме А. В. Пастухова (рис. 1).

4. Кратер г. Арагац. Он вытянут с северо-запада на юго-восток. В юго-восточной части кратер открыт и дает начало ущелью р. Гехарот (Далличай). В кратере в 1893 г. имелось одно самое большое скопление вечного снега и льда. Это фирновое поле (№ 11), общей площадью 2,72 км<sup>2</sup>, по схеме А. В. Пастухова, занимало западную часть кратера и спускалось с его южной, западной и юго-западной стенок [14]. На юго-восточной окраине описанного фирнового поля залегали два ледника — №№ 12 и 13 (рис. 1).

В последующие годы оледенение значительно сократилось, и в настоящее время здесь насчитывается 4 ледника, общей площадью 1,07 км<sup>2</sup> (рис. 2). Среди них своими размерами резко выделяется типично каровый ледник № 23, площадью 0,92 км<sup>2</sup>. Он занимает западную часть кратера, развит в основном на склонах западной и южной вершин горы Арагац, на 20—150 м ниже бровки кратера. В тыловой части он имеет ширину 80—130 м и представляет чередование моренных и ледяных участков.

Средняя часть ледника относительно пологая (5—15°), усеяна валунами и глыбами камней. Здесь часто встречаются как ледяные столы, высотой до 0,8—1,0 м и в диаметре до 1,0 м, так и ледяные ручейки глубиной 0,3—0,6 м, местами до 2—3 м, по которым текут талые воды. Здесь встречаются также поперечные трещины, особенно много их на северной половине ледника. Длина трещин 10 м, ширина до 0,5 м, глубина до 3—4 м. На вертикальном разрезе трещин хорошо видно чередование (сверху вниз) слоя обломочных материалов, фирна и голубоватого льда, а местами заметна ленточность. Северные и северо-западные стены трещин перпендикулярны, а южные и юго-восточные — округленные и низкие. Остальная часть (0,47 км<sup>2</sup>) погребена под мощным слоем поверхностной морены, которая имеет толщину 0,2—1,5 м и изобилует множеством больших валунов и глыб. Заметно выделяются 4 продольных и один поперечный моренный вал, длиной 150—200 м. Они в начале имеют высоту 2—3 м, заканчиваются обрывистым лбом высотой 15—20 м, шириной 5—20 м, крутизной 45—50°. Поперечный вал перекрывает верхнюю половину продольных моренных валов и имеет коричневатый-белый цвет. Восточный склон этого вала высотой 8—15 м обрывистый (40—50°), во многих местах виден выход льда.

Ниже языка дно кратера занимает моренный покров, который имеет сравнительно менее ровную поверхность, только вдоль реки прорезан водной эрозией на глубину до 3—5 м; здесь, на расстоянии 80 м выше водопада, выступает погребенный лед по обоим берегам на протяжении 30 м, а на расстоянии 280 м выше водопада погребенный лед выступает только на левом берегу, на протяжении 60 м. Предполагается, что этот водопад был границей конца ледников или снежников в 50 годах прошлого столетия, и, следовательно, ледник за этот период отступил на 580—

600 м, т. е. скорость таяния его равна приблизительно 4 м/год. Правый край ледника ограничен береговой мореной, которая начинается у подножья южной бровки кратера и имеет длину 80—100 м, высоту 10—20 м.

Остальные три ледника, образовавшиеся в результате сокращения ледника № 23, небольшие по размерам.

5. Юго-западный склон горы Арагац (у истоков реки Аркашен и Карангу). Этот район, в основном, бесснежный. Снег здесь почти полностью переносится ветром на подветренные склоны северо-восточного и восточного цирков горы Арагац. Во впадинах юго-западного склона часто встречаются снежники размером до 30×40 м, а в некоторых впадинах еще залегают ледники, которые являются остатками бывшего здесь обширного оледенения. В последующие периоды они выпадали из поля зрения исследователей оледенения горы Арагац. Ледник № 27 упоминается только с 1969 г. В настоящее время он имеет длину 350 м, площадь 0,04 км<sup>2</sup>, 70% которой покрыта сплошным снегом.

Ледник № 28 расположен на западном склоне Арагаца, в 230 м от западной вершины. Он имеет длину 620 м, площадь 0,06 км<sup>2</sup> и характеризуется небольшим уклоном (8—11°). Нижняя часть ледника на западе сплошь покрыта снегом и уходит в моренный покров. Остальная его часть прорезана промоинами глубиной 30—40 см и шириной 15—20 м, местами покрыта песком толщиной 1,5—3,0 см. По краям ледника расположен вал высотой 3—5 м, состоящий из камней разной формы. Правый вал постепенно сливается со склоном, проходящим вдоль гребня хребта. На внутренней стороне валов хорошо заметны свежие следы снежного покрова, по которым можно оценить высоту сезонного снежного покрова (примерно 3—5 м), который, погребая ледник, защищает его на длительный период от таяния.

Арм. УГКС

Поступила 22. VII. 1980.

Վ. Շ. ՅՈՄԱՅԱ, Վ. Ղ. ՎԱՆՆՍՅԱՆ, Կ. Վ. ՀԱԿՈՒՅԱՆ

## ԱՐԱԳԱՄ ԼԵՌԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱԿԻՑ ՍԱՌՑԱՊԱՏՈՒՄԸ

### Ա մ փ ո փ ո լ մ

Արշավախմբային ուսումնասիրությունները 1975—1976 թթ. ընթացքում հնարավորություն տվեցին արժեքավոր և ստույգ տվյալներ ստանալու Արաղած լեռան սառցադաշտերի աշխարհագրական դիրքի, մորֆոլոգիայի և սառցային ռեժիմի մասին:

Հեղինակները պարզել են, որ Հայաստանում ժամանակակից սառցապատումը թույլ է զարգացած: Գոյություն ունեն 42 սառցադաշտեր՝ 3,79 կմ<sup>2</sup> ընդհանուր մակերեսով, որոնց 66,6% ըստ քանակի և 65,2% ըստ զբաղեցրած մակերեսի կենտրոնացած է Արաղած լեռան վրա: Հայկական ՍՍՀ սառցադաշտերը մեծ դեր են խաղում ինչպես գետերի սնման և կազմավորման, այնպես էլ հանրապետության ջրային տնտեսության համար:

## THE ARAGATZ MOUNTAIN CONTEMPORARY GLACIATION

### Abstract

Expedition researches during 1975—1976 of Aragatz mountain glaciers gave an opportunity to obtain valuable information on their geographical position, morphology and regime.

It was ascertained the contemporary glaciation in Armenia to have a poor development. There are only 42 glaciers with a total area 3,79 km<sup>2</sup> from which 66,6% by quantity and 65,2% by occupied area are concentrated on the Aragatz mountain (2,47 km<sup>2</sup>). These glaciers are the main sources of rivers formation and feeding waters of which are of a great significance for the republic water economy.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Г. В., Ванесян В. К. Снежники Зангезурского хребта. Тезисы докладов 17-ой научной сессии ЗагНИГМИ. Тбилиси, 1970.
2. Бурчак-Абрамович Н. О. Ледник на горе Арагац (Алагез). Известия АН Арм.ССР, сер. физ.-мат. и техн. наук, т. 1, № 1. Ереван, 1948.
3. Ванесян В. К. Ледники массива Арагац и снежники Зангезурского хребта, как регулирующие факторы внутригодового распределения стока. «Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения», вып. 22, 1973.
4. Восканян А. Е. Гидрография бассейна. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. IX. Закавказье и Дагестан. Вып. 2. Бассейн р. Аракс. Гидрометеониздат, Л., 1973.
5. Геворкян Ф. А. Новые данные о ледниках горы Арагац. Известия АН Арм.ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XV, № 6, 1962.
6. Геворкян Ф. А., Чатинян А. А. Современное оледенение Арагацкого массива. Сб. работе Ереванской гидрометеорологической обсерватории УГКС Арм. ССР, вып. 3. Изд. «Айастан», Ереван, 1971.
7. Геология Армянской ССР, том. 1, Геоморфология. Изд. АН Армянской ССР. Ереван, 1962.
8. Динник П. Я. Современные и древние ледники Кавказа. «Зап. КОРГО», книжка XIV, выпуск 1, Тифлис, 1890.
9. Иванов П. А. Современное оледенение Малого Кавказа и Армянского нагорья. Известия АН Армянской ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XII, № 2, 1959.
10. Иванов П. А. Современное оледенение Зангезурского хребта. «Природа», № 4, 1959.
11. Пестухов А. В. Восхождение на Алагез. Изв. КОРГО, т. XI, вып. 2, 1896.
12. Рейнгард А. Следы древних ледников на Алагезе. «Природа», № 3, 1939.
13. Ходзько И. И. Общий взгляд на орографию Кавказа. «Зап. КОРГО», книжка VI, Тифлис, 1861.
14. Цомая В. Ш., Ванесян В. К., Акопян Г. В. Каталог ледников СССР. Т. IX, Закавказье и Дагестан. Вып. 2, Армения, часть 1, бассейн р. Аракс. Гидрометеониздат, Л., 1978.

УДК: 582.581(479.25)

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. А. АВАКЯН

ЗНАЧЕНИЕ ПЕТРОГРАФО-ДИАТОМОВОГО СОСТАВА ПРИ  
КАЧЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ДИАТОМОВЫХ  
ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ВОРОТАНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР)

В последнее время диатомиты находят все новые области применения. В связи с этим, для качественной характеристики сырья наряду с физико-химическими свойствами, требуется проведение детального микропалеоботанического анализа (включая определение породообразующих и доминирующих комплексов, размеры и сохранность панцирей, количество панцирей в 1 г породы). Не менее важны также петрографо-минералогические показатели, такие как состав и количество терригенной фракции, состав цементирующего материала, карбонатность. Подобные исследования в Армянской ССР в виде краткого сообщения были впервые проведены по диатомитам Гндевазского месторождения [1].

Воротанское месторождение расположено в Сисианском районе Армянской ССР на правом берегу р. Воротан, в 1 км к югу от с. Базарчай. Участок месторождения сложен эоценовыми вулканическими, верхнеплиоцен-нижнечетвертичными глинисто-диатомовыми образованиями и андезит-базальтовыми породами.

Мощность диатомовых пород, по данным бурения, достигает до 30 м.

В шлифах видно, что диатомиты Воротанского месторождения имеют органогенную структуру, нацело состоят из панцирей, имеющих округлую дискообразную, реже ланцетообразную формы. Панцири сложены опалом: цементом служит кремнистое вещество с незначительной примесью глинистого материала монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Заметим, что в составе толщи преобладают глинистые разновидности диатомитов и диатомовых глин.

Для качественной характеристики диатомитов большое значение имеет количественное содержание терригенных и других примесей. Известно, что возрастание терригенной примеси в диатомовых породах неблагоприятно влияет на качество сырья. Содержание терригенной фракции в диатомовых породах Воротанского месторождения разное (табл. 1).

Терригенный материал представлен обломками кварца, чешуйками хлорита, биотита и др. минералами, размер которых колеблется от 0,05 до 0,2 мм в поперечнике. Все обломки сцементированы кремнистым и глинисто-кремнистым цементом. Глинистый материал в диатомовых поро-

дах представлен преимущественно монтмориллонитом, в качестве небольшой примеси присутствуют также каолинит и гидрослюда. Для северного и южного флангов месторождения наблюдается обратное соотношение в составе глинистых минералов. Заметим, что примесь глинистых минералов ухудшает качество диатомового сырья. Однако в составе глинистой примеси присутствие монтмориллонита не только не ухудшает качество глинистых разновидностей диатомитов, но и повышает их адсорбционные свойства [2].

На сорбционные свойства диатомитов влияет и тип цементации, который в данном случае имеет в основном вторичный характер (табл. 2).

Из таблицы видно, что пробы, имеющие вторичную цементацию (пр. 1, 2), обогащаются хорошо, и полученные результаты характерны для качественных диатомитов, а пр. 3, имеющая первичную цементацию, обогащается хуже, что неблагоприятно влияет на качество сырья.

При петрографо-диатомовом изучении большое значение имеют определения породообразующих и доминирующих форм.

Таблица 1

Наименование пород	Содержание терригенной фракции, %
Диатомит	5-10
Глинистый диатомит	15-35
Диатомитовая глина	50 и выше

Таблица 2

Зависимость качества диатомовых пород от типа цементации после обогащения\*

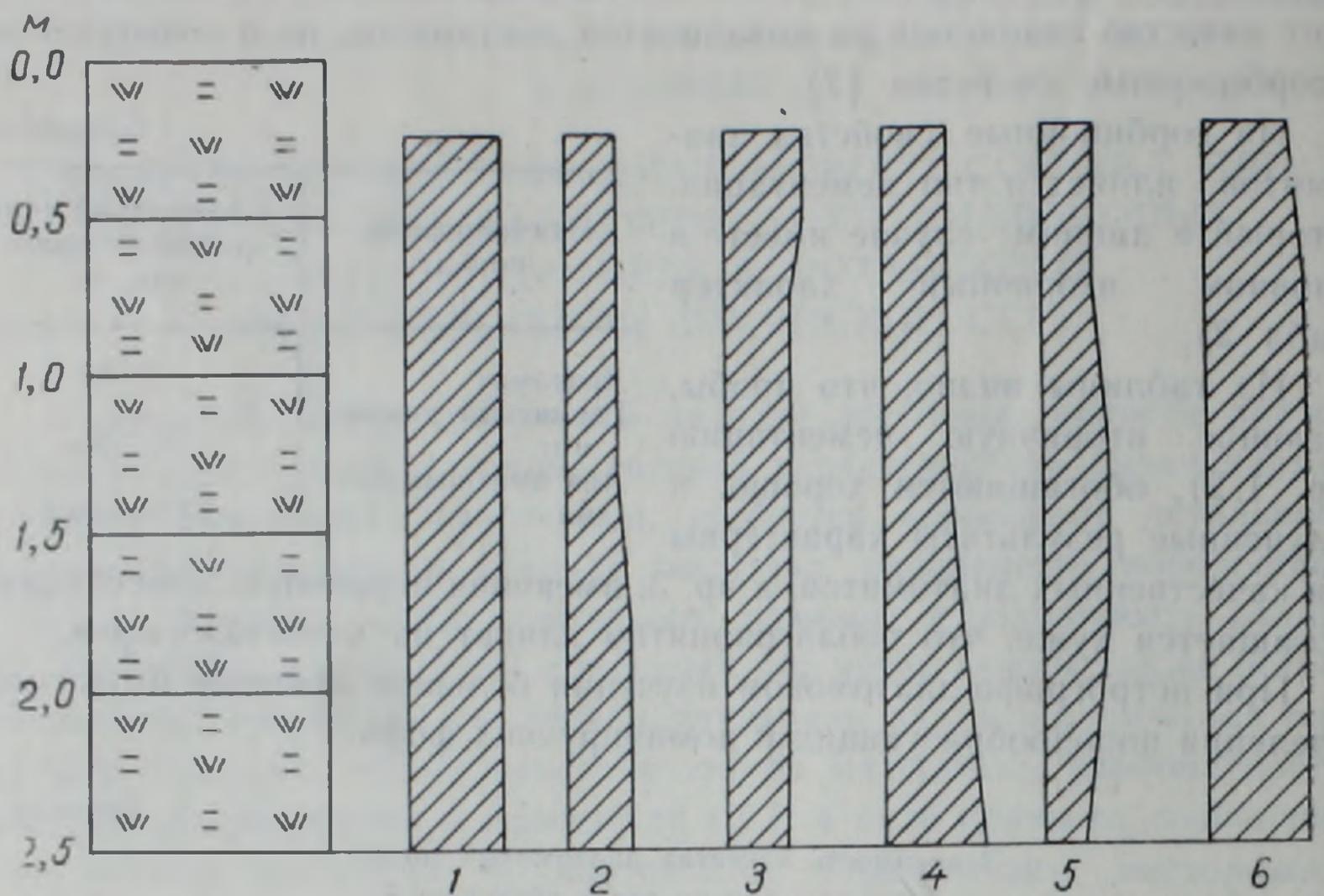
Наименование пород	Тип цементации	Компоненты (в %) до обогащения			Компоненты (в %) после обогащения		
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1. Диатомовая глина	вторичный	70,9	7,0	4,2	80-82	2,0-3,0	1,5-1,8
2. Диатомит глинистый	"	73,2	6,0	2,85	90-91	1,5-2,5	0,6-1,45
3. Диатомовая глина	первичный	71,2	8,0	4,0	78-79	3,0-5,0	1,5-2,5

Для Воротанского месторождения из присутствующих 187 видов (по определителю Забелиной, Киселева и др., [4]) лишь 1-2 формы являются породообразующими (которые характерны для всего бассейна) и встречаются в массе. Этими формами являются: *Stephanodiscus niagarae Ehr.* и *Stephanodiscus astraеа var. minutulus (kutz) Grun.*

Другие формы, в частности, *Melosira granulata var. angustissima (O. Mull) Hust*, *Epithemia Sorex (Ktz)*, *Navicula Reinhardtii (Grun) Cl*, *Rhopalodia gibba (Ehr). O. Mull* и др., доминируют лишь в отдельных горизонтах. Диатомиты Воротанского месторождения отличаются от других диатомитовых месторождений Армянской ССР тем, что на Воротанском месторождении, несмотря на обилие разновидностей диа-

\* В лабораторном масштабе обогатительные работы проводились в ИГН АН Арм.ССР под руководством Бозояна О. А.

томитовых форм, породообразующих форм очень мало. Так, например, если в качественных диатомитах Гидевазского [1], Джрадзорского [3], Нурнусского [5] и др. месторождений породообразующие и доминирующие формы достигают 8—12, то в диатомитах Воротанского месторождения имеются всего 1—2 породообразующие формы. Это говорит об из-



### Условные обозначения

- 1 *Diatoma hiemale* (Lyngb) Heib
- 2 *Melosira scabrosa* Gestr
- 3 *Meridion circulare* Ag
- 4 *Fragilaria construens* (Ehr) Grun
- 5 *Cymbella aspera* (Ehr) Ce
- 6 *Gomphonema angustatum* (Ktz) Raben.

☐=w☐ Диатомит

Частота встречаемости на кривой 2 мм - единичная,  
8 мм - частая,  
12 мм - в массе.

Рис. 1. Диаграмма распространения породообразующих и доминирующих форм в качественных диатомитовых месторождениях (Гидевазское)

менении бассейна. В частности, на Воротанском месторождении диатомиты нередко чередуются с глинистыми, песчанистыми и другими типами пород.

Несмотря на обилие диатомовых форм, в Воротанском диатомовом бассейне панцири диатомей обычно имеют раздробленную форму. Поэтому при качественной характеристике немаловажное значение имеет

сохранность целых панцирей. Результаты подсчетов цельных панцирей в различных типах диатомовых пород Воротанского месторождения сведены в табл. 3.

При характеристике качества сырья важным показателем также является количество целых панцирей в 1 г породы. На Воротанском месторождении он колеблется в пределах 25—35 *млн. штук*. Как известно, с возрастанием количества целых панцирей улучшаются адсорбционные свойства.

При сопоставлении диатомовых (породообразующих) комплексов с качественными характеристиками диатомовых пород большое значение имеет и характер распространения породообразующих и доминирующих форм. Результаты изучения можно представить в виде графика (рис. 1).

Из диаграммы видно, что бассейн, в котором образовались диатомиты, имел устойчивый гидродинамический и гидрохимический режим. В бассейнах же, где часто менялся режим, вместо чистых диатомитов формировались их песчанистые и глинистые разновидности, что и имело место на отдельных участках Воротанского месторождения. Эти данные позволяют судить о характере осадконакопления в бассейнах диатомовой седиментации.

Изложенный материал показывает, что наряду с определением физико-химических свойств, данные петрографо-диатомового анализа также необходимы при качественной характеристике диатомового сырья.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 8. IV. 1982.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Т. А., Голозенкина Н. И. О петрографо-диатомовом составе диатомитов Гидевазского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1973.
2. Авакян Т. А. Глинистые минералы и их значения в качественной характеристике диатомовых пород Сиснанского и Ахурянского районов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1979.
3. Авакян Т. А. Микропалеоботаническое изучение диатомитов Джрадзорского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
4. Забелина М. М., Киселев И. А., Прошкина-Лавренко А. П., Шешукова В. С. Определитель пресноводных водорослей СССР, Вып. 4, изд. «Советская наука», 1951.
5. Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР. Диатомовый сборник, посвященный памяти проф. В. С. Порецкого. Изд. ЛГУ, 1953.

УДК: 550.837.3

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. С. КАЗАРЯН

## ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПОСТОЯННОГО ТОКА ДЛЯ УЧЕТА ГОРНОЙ ВЫРАБОТКИ

При интерпретации электроразведочных наблюдений, проведенных в горных выработках, большие сложности связаны с учетом размеров выработки. Это затрудняет прямое использование наземных методов в горных выработках.

Впервые учет искажающего влияния выработки путем вычисления поправочного коэффициента в наземный коэффициент установки с помощью моделирования для методов сопротивлений был сделан в лаборатории электроразведки МГУ [4].

Однако при проведении модельных работ из-за технических сложностей допускается ряд упрощений, в связи с чем точность поправочного коэффициента трудно оценить, поэтому весьма желательно учет искажающего влияния выработки проводить на основе теоретических исследований.

В статье с помощью теоретических расчетов оценен поправочный коэффициент в наземный коэффициент установки.

Задача о распределении поля точечного источника постоянного тока в двухслойной цилиндрической среде была решена Б. П. Дьяконовым [2]. Используя расчет электрического поля в  $n$ -слойной цилиндрической среде, получим это поле.

Пусть точечный источник постоянного тока находится в точке  $(r_0, 0, 0)$ , где  $r_0$  больше радиуса  $r_1$  первого цилиндрического слоя.

Как известно из [3]:

$$Y_m(r_1 + 0) = |\lambda| r_1 \frac{\sigma_1 I_m(|\lambda| r_1)}{\sigma_2 I_m(|\lambda| r_1)}, \quad (1)$$

$$u_0(\lambda, r, \varphi) = \frac{1}{4\pi^2 \sigma_2} \iint_{S_0} K_0(|\lambda| R_{mm_0}) ds \int_{-\infty}^{\infty} \gamma(r_0, \varphi_0, z_0) e^{-i\lambda z_0} dz_0, \quad (2)$$

где  $\sigma_i$  — электрическая проводимость  $i$  — того цилиндрического слоя,  $\gamma$  — плотность источника тока, а  $R_{mm_0} =$

$$= \sqrt{r^2 + r_0^2 - 2rr_0 \cos(\varphi - \varphi_0)}$$

Так как у нас точечный источник, то (2) принимает следующий вид:

$$u_0(\lambda, r, \varphi) = \frac{I}{4\pi^2 \sigma_2} K_0(|\lambda| R_{mm_0}), \quad (3)$$

причем  $I = \gamma V_0$ .

Используя известное соотношение

$$K_0(|\lambda| R_{MM_0}) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} I_m(|\lambda| r) K_m(|\lambda| r_0) e^{imz} \quad (4)$$

для коэффициентов ряда Фурье функции  $u_0(\lambda, r, \varphi)$ , получим:

$$u_{0m}(\lambda, r) = \frac{I}{4\pi^2 \sigma_2} I_m(|\lambda| r) K_m(|\lambda| r_0). \quad (5)$$

Подставив (1) и (5) в выражение потенциала  $U_2(r, \varphi, z)$  [3]:

$$U_2(r, \varphi, z) = \frac{I}{4\pi\sigma_2} \left[ \frac{1}{\sqrt{R_{MM_0}^2 + z^2}} - \frac{2}{I} \sum_{m=-\infty}^{\infty} e^{im\varphi} \times \right. \\ \left. \times \int_{-\infty}^{\infty} \frac{r_1 u'_{0m}(\lambda, r_1) - Y_m(r_1 + 0) u_{0m}(\lambda, r_1)}{Y_m(r_1 + 0) K_m(|\lambda| r_1) - |\lambda| r_1 K'_m(|\lambda| r_1)} K_m(|\lambda| r) e^{i\lambda z} d\lambda \right]. \quad (6)$$

найдем, что потенциал во второй среде имеет вид:

$$U_2(r, \varphi, z) = \frac{I}{4\pi\sigma_2} \left[ \frac{1}{\sqrt{R_{MM_0}^2 + z^2}} - \frac{2}{\pi} \sum_{m=-\infty}^{\infty} e^{im\varphi} \times \right. \\ \left. \times \int_0^{\infty} \frac{(\sigma_2 - \sigma_1) K_m(\lambda r_0) I'_m(\lambda r_1) I_m(\lambda r_1)}{\sigma_2 I_m(\lambda r_1) K'_m(\lambda r_1) - \sigma_1 I'_m(\lambda r_1) K_m(\lambda r_1)} K_m(\lambda r) \cos \lambda z d\lambda \right]. \quad (7)$$

Если устремить  $\sigma_1$  к нулю, то мы получим искомый потенциал, соответствующий тому случаю, когда точечный источник постоянного тока находится на некотором расстоянии от горной выработки

$$U_2(r, \varphi, z) = \frac{I}{4\pi\sigma_2} \left[ \frac{1}{\sqrt{R_{MM_0}^2 + z^2}} - \right. \\ \left. - \frac{2}{\pi} \sum_{m=-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} \frac{I'_m(\lambda r_1) K_m(\lambda r_0)}{K'_m(\lambda r_1)} K_m(\lambda r) \cos \lambda z d\lambda \right]. \quad (8)$$

Используя формулу потенциала электрического поля точечного источника тока, находящегося в начале цилиндрической системы координат в однородном пространстве,

$$U(r, z) = \frac{I\rho}{4\pi V \sqrt{r^2 + z^2}}, \quad (9)$$

мы с помощью (8) для кажущегося сопротивления получаем следующее соотношение:

$$\rho_k = \rho_2 \frac{\sqrt{\bar{r}^2 + \bar{z}^2}}{\sqrt{R_{MM_0}^2 + \bar{z}^2}} \left[ 1 - \frac{2}{\pi} \sqrt{\bar{R}_{MM_0}^2 + \bar{z}^2} \sum_{m=-\infty}^{\infty} e^{im\varphi} \times \right. \\ \left. \times \int_0^{\infty} \frac{I'_m(t) K_m(r_0 t)}{K'_m(t)} K_m(\bar{r}t) \cos \bar{z}t dt \right], \quad (10)$$

где

$$\bar{r}_0 = \frac{r_0}{r_1}; \quad \bar{r} = \frac{r}{r_1}; \quad \bar{z} = \frac{z}{r_1}; \quad t = \bar{r} r_1;$$

$$\bar{R}_{н.м.} = \sqrt{\bar{r}^2 + \bar{r}_0^2 - 2\bar{r}\bar{r}_0 \cos \varphi}.$$

Подынтегральную функцию  $f_m(t)$  формулы (10) в окрестности точки  $t=0$  можно представить в виде

$$f_m(t) = W_m(t) + \varphi_m(t) \ln t + \psi_m(t) \ln^2 t, \quad (11)$$

где  $W_m(t)$  и  $\varphi_m(t)$  — четные и аналитические функции, а  $\psi_m(t)$  тоже четная, но при  $m=0$  эта функция имеет непрерывную производную третьего порядка. Отметим также, что  $f_m(t)$  и ее производные стремятся к нулю при  $t \rightarrow \infty$ . Эти свойства функции  $f_m(t)$  удовлетворяют условиям теоремы 3 из работы [1] об асимптотическом разложении. Следовательно, при больших значениях  $\bar{z}$  имеем:

$$\int_0^{\infty} f_m(t) \cos \bar{z} t dt \approx P_{0m} I_0^{(0)}(\bar{z}) + P_{1m} I_1^{(0)}(\bar{z}) + S_{0m} I_1^{(1)}(\bar{z}) + S_{1m} I_2^{(1)}(\bar{z}), \quad (12)$$

где

$$I_0^{(0)}(\bar{z}) = -\frac{\pi}{2} \frac{\ln 2 + \gamma + \ln(\bar{z}^2 + 1)}{\sqrt{\bar{z}^2 + 1}};$$

$$I_1^{(0)}(\bar{z}) = \pi \left[ \frac{\ln(\bar{z}^2 + 1)}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{1}{2}}} - \frac{3 - \gamma - \ln 2}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}} \right];$$

$$I_1^{(1)}(\bar{z}) = \frac{\pi}{2} \left[ -\frac{1}{\sqrt{\bar{z}^2 + 1}} + \frac{2}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}} - \frac{\ln 2 + \gamma + \ln(\bar{z}^2 + 1)}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}} \right];$$

$$I_2^{(1)}(\bar{z}) = \frac{\pi}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}}.$$

Причем,

$$P_{0m} = -\psi_m(0); \quad S_{0m} = \varphi_m(0);$$

$$P_{1m} = 0,5 [-\psi_m'(0) + \varphi_m(0)];$$

$$S_{1m} = 0,5 [\varphi_m'(0) + (\ln 2 - \gamma) \psi_m''(0) + 0,5 \varphi_m(0)].$$

Из свойств функций  $\varphi_m(t)$  и  $\psi_m(t)$  следует, что главный член асимптотического разложения (12) является бесконечно малой величиной порядка выше  $O\left(\frac{1}{z^1}\right)$ , когда  $m \geq 2$ . Поэтому мы рассмотрим только случай  $m=0$  и  $m=1$ . В нашем случае

$$\varphi_m(0) = \psi_m(0) = 0; \quad \varphi_0'(0) = \ln 4 - 2; \quad -\ln(\bar{r}\bar{r}_0);$$

$$\psi_1'(0) = -1; \quad \psi_1''(0) = 0; \quad \varphi_1'(0) = -0,5 \left( \frac{\bar{r}_0}{\bar{r}} + \frac{\bar{r}}{\bar{r}_0} + \frac{1}{\bar{r}\bar{r}_0} \right). \quad (13)$$

Определив с помощью (13) постоянные коэффициенты асимптотического разложения (12), мы из этого разложения получаем следующие формулы при  $\bar{z} \gg 1$ :

$$\int_0^{\infty} f_0(t) \cos \bar{z} t dt \approx \frac{\pi}{2} \frac{\ln [4(\bar{z}^2 + 1)] - 3 - \ln(\bar{r} \bar{r}_0)}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}}$$

$$\int_0^{\infty} f_1(t) \cos \bar{z} t dt \approx -\frac{\pi}{4} \frac{\frac{\bar{r}}{\bar{r}_0} + \frac{1}{\bar{r} \bar{r}_0} + \frac{\bar{r}_0}{\bar{r}}}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}}$$
(14)

Подставив (14) в (8) и (10) для потенциала и кажущегося сопротивления при больших значениях  $\bar{z}$ , найдем следующие приближенные выражения:

$$U_2(r, \varphi, \bar{z}) = \frac{I}{4\pi\sigma_2 r_1} \left[ \frac{1}{V \sqrt{\bar{R}_{MM_0}^2 + \bar{z}^2}} - \frac{\ln [4(\bar{z}^2 + 1)] - 3 - \ln(\bar{r} \bar{r}_0)}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}} + \frac{\frac{\bar{r}}{\bar{r}_0} + \frac{1}{\bar{r} \bar{r}_0} + \frac{\bar{r}_0}{\bar{r}}}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}} \cos \varphi \right];$$
(15)

$$\rho_k = \rho_2 \frac{V \sqrt{\bar{r}^2 + \bar{z}^2}}{V \sqrt{\bar{R}_{MM_0}^2 + \bar{z}^2}} \left\{ 1 - V \sqrt{\bar{R}_{MM_0}^2 + \bar{z}^2} \times \left[ \frac{\ln [4(\bar{z}^2 + 1)] - 3 - \ln(\bar{r} \bar{r}_0)}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}} - \frac{\frac{\bar{r}}{\bar{r}_0} + \frac{1}{\bar{r} \bar{r}_0} + \frac{\bar{r}_0}{\bar{r}}}{(\bar{z}^2 + 1)^{\frac{3}{2}}} \cos \varphi \right] \right\};$$
(16)

На измерения, проведенные методами постоянного тока, существенное влияние оказывают помехи от энергетических установок, а также искажения электрического поля рельсами, металлическими трубами. В связи с этим важное значение приобретает получение теоретических кривых потенциала и кажущегося сопротивления с учетом размеров горной выработки. Такие кривые могут служить эталонами при извлечении полезной информации от полевых кривых.

На рис. 1 приведены кривые потенциала, рассчитанные с помощью формул (8) и (15). Причем  $r_1 = 1$  м и точечный источник постоянного тока находится в точке, для которого  $r = 1,1$  м,  $\varphi = 0$  и  $z = 0$ .

Как видно из рисунка, после шести метров кривые потенциала сближаются. Из этого следует, что после определенного расстояния изменение координаты  $\varphi$  существенно не влияет на величину потенциала.

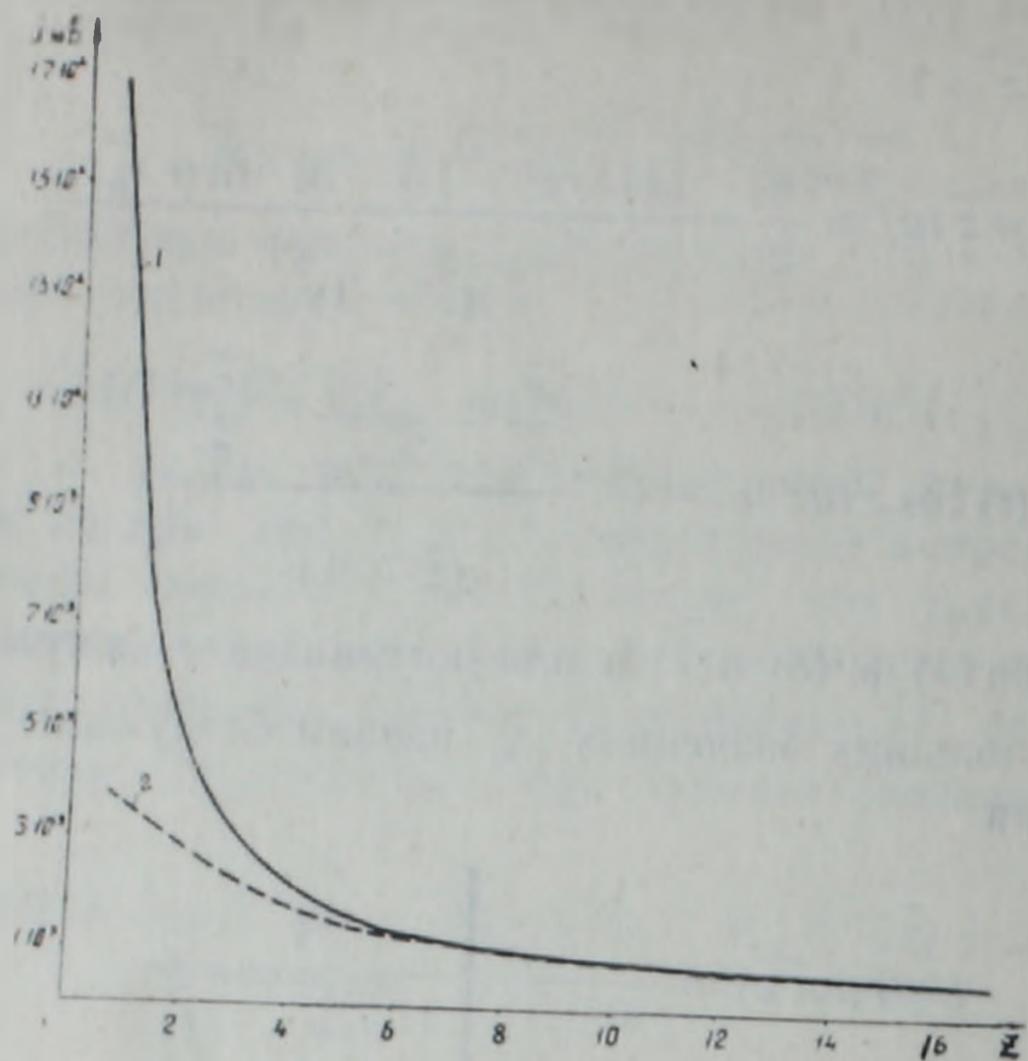


Рис. 1. Влияние горной выработки на распределение потенциала точечного источника постоянного тока. 1—кривая потенциала по профилю  $(r, 0, z)$ , 2—кривая потенциала по профилю  $(r, \frac{\pi}{2}, z)$ .

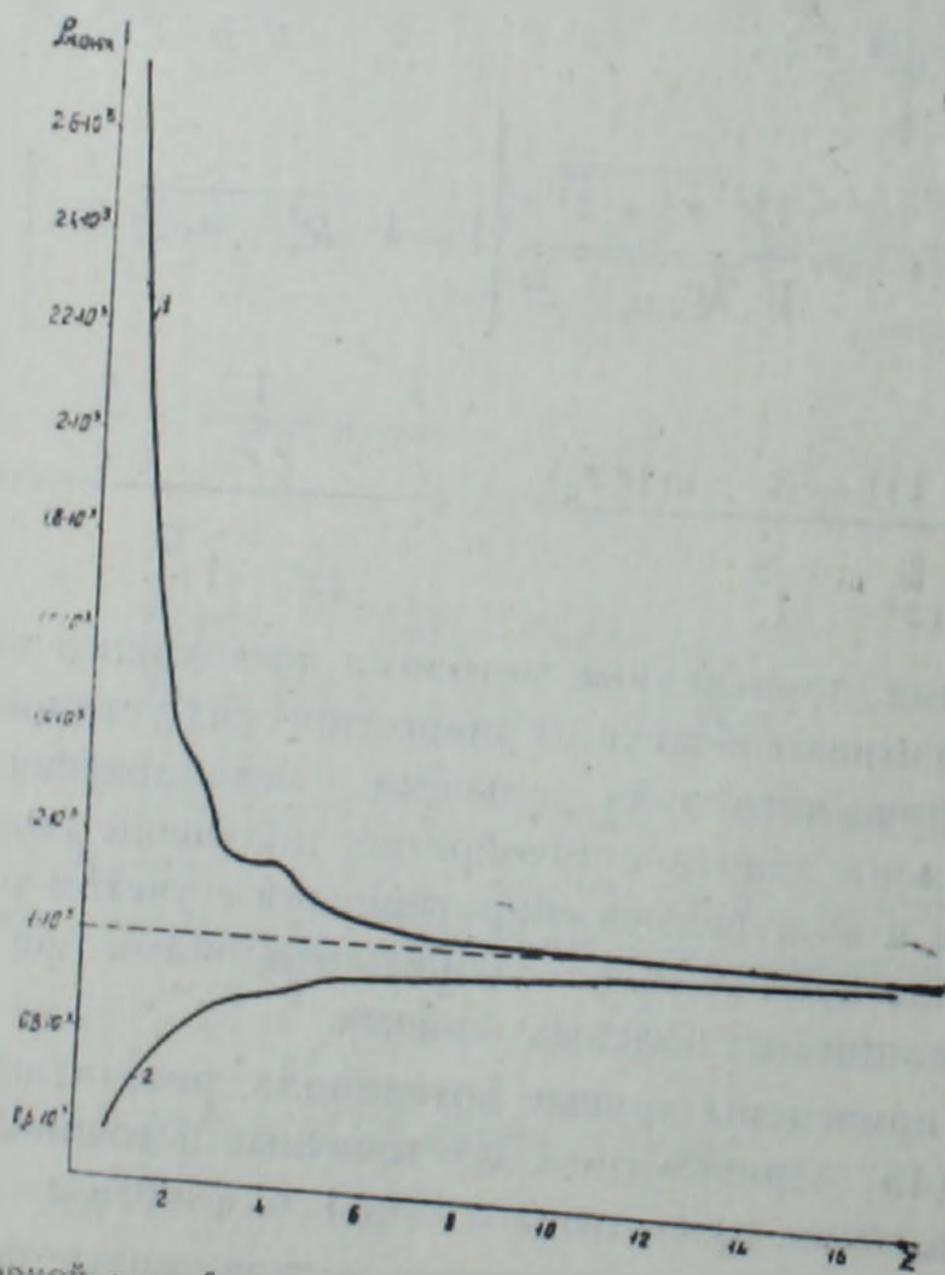


Рис. 2. Влияние горной выработки на значения кажущегося сопротивления. 1—кривая  $\rho_k$  по профилю  $(r, 0, z)$ , 2—кривая  $\rho_k$  по профилю  $(r, \frac{\pi}{2}, z)$ .

На рис. 2 приведены кривые кажущегося сопротивления, вычисленные на основе формул (10) и (16) по тем же профилям, что и потенциал.

Кривая 1 кажущегося сопротивления заметно изменяется, когда  $2 \leq z \leq 4$ , но при  $z > 4$  быстро стремится к пределу  $\rho_2$ , а кривая 2 относительно медленно стремится к пределу  $\rho_2$ .

Чтобы выполнить электрическое зондирование в горной выработке, необходимо учесть влияние выработки путем введения поправок в наземный коэффициент установки.

Определим коэффициент четырехэлектродной симметричной установки в горной выработке следующим образом:

$$K = 2\pi \frac{\bar{R}_{AM_1} \bar{R}_{AN}}{\bar{R}_{AN} - \bar{R}_{AM_1}}, \quad (17)$$

где

$$\frac{1}{\tilde{R}_{AN}} = \frac{1}{V \sqrt{\bar{R}_{MM_0}^2 + (\bar{z}_N - \bar{z}_A)^2}} - \frac{2}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} e^{im\varphi} \times \\ \times \int_0^{\infty} \frac{I_m(t)}{K_m(t)} K_m^2(\bar{r}t) \cos(\bar{z}_N - \bar{z}_A) t dt$$

при малых значениях  $(\bar{z}_N - \bar{z}_A)$ ;

$$\frac{1}{\bar{R}_{AN}} = \frac{1}{V \sqrt{\bar{R}_{MM_0}^2 + (\bar{z}_N - \bar{z}_A)^2}} \frac{\ln [(\bar{z}_N - \bar{z}_A)^2 + 1] + 2 \ln \frac{2}{\bar{r}} - 3 - \left( \frac{1}{\bar{r}^2} + 2 \right) \cos \varphi}{[(\bar{z}_N - \bar{z}_A)^2 + 1]^{\frac{3}{2}}}$$

при больших значениях  $(\bar{z}_N - \bar{z}_A)$ .

В таблице 1 в результате вычисления по формуле (17) приведены значения поправочного коэффициента в наземный коэффициент установки Венера, учитывающего искажающее влияние выработки в зависимости от расстояния источника постоянного тока от центра установки ( $z$  измеряется в метрах).

Таблица 1

$z$	1	2	3	3,4	4	5	6	8	10	12	20	30
$C_{11}$	1,30	1,39	1,49	1,50	1,59	1,71	1,74	1,84	1,93	1,97	2,01	2,01

Аналогичным образом можно вычислить поправочный коэффициент в наземный коэффициент для любой установки.

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 3. III. 1981.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриев В. И., Казарян С. С. Об асимптотическом поведении некоторых несобственных интегралов Фурье. Сб. «Численные методы в геофизических исследованиях». Изд. МГУ, 1979.
2. Дьяконов Б. П. Цилиндр в поле точечного источника электрического тока. Известия АН СССР, серия геофизическая, № 1, 1957.
3. Казарян С. С. Электрическое поле произвольных источников постоянного тока в слоистой цилиндрической среде. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1980.
4. Хмелевской В. К. Методы подземной электроразведки. Сб. «Геофизические исследования». Изд. МГУ, 1964.

УДК 550.382.3+539.89

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. В. НАГАПЕТЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМООСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ  
ПОД ДАВЛЕНИЕМ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Одним из наиболее характерных видов остаточной намагниченности в интрузивных и эффузивных породах является термоостаточная намагниченность—(TRM), поведение которой под давлением является перспективным для проявления сейсмомангнитного эффекта.

В процессе формирования эффузивные и интрузивные породы приобретают термоостаточную намагниченность. Очевидно, этот вид намагниченности является основным в молодых, минералогически не измененных вулканических породах.

Рассмотрим влияние давления и температуры на величину термоостаточной намагниченности на образцах горных пород и минералах.

Термоостаточную намагниченность  $J_{tr}$  под одноосным давлением на образцах базальта и дацита исследовали М. Онака и Х. Киношита [7]. Ферромагнитный минерал в этих образцах представлен титаномагнетитом с максимальным размером частиц до 500 мк. Термоостаточная намагниченность исследована и получена в земном поле. Образцы базальтовых лав перед измерениями первоначально сжимались до 3000 кг/см<sup>2</sup>. Исследования показали, что  $J_{tr}$  образцов при повторном наложении давления, меньшего, чем 1000 кг/см<sup>2</sup>, изменяется почти обратимо (уменьшается) как по оси сжатия, так и в перпендикулярном направлении. Величина изменений термоостаточной намагниченности базальтов под давлением 100 кг/см<sup>2</sup> различна у разных образцов и зависит от размера ферромагнитных частиц. Чем меньше размер частиц, тем стабильнее термоостаточная намагниченность лав к воздействию давления.

М. Онака [8] исследовал термоостаточную намагниченность различных базальтов при максимальном давлении до 5000 кг/см<sup>2</sup>.  $J_{tr}$  создавалось в земном поле. Измерялась необратимая часть изменения намагниченности параллельно давлению у образцов, помещенных в оправу. Наблюдается линейное уменьшение интенсивности термоостаточной намагниченности с давлением.

Л. С. Безуглая и Ю. П. Сковородкин [2] исследовали зависимость обратимых изменений термоостаточной намагниченности горных пород из сейсмоактивных районов Камчатки и Байкала под действием одноосного давления в земном поле при различных температурах. Амплитуда

обратимых изменений термоостаточной намагниченности уменьшается с ростом температуры: при 20°C она составляет 14%, а при 120°C составляет 4%, при давлении 800 кГ/см<sup>2</sup>.

С. Кум [9] изучал влияние всестороннего давления на термоостаточную намагниченность магнетита и гематита. Максимальное необратимое уменьшение  $J_{r0}$  под давлением до 9500 кГ/см<sup>2</sup> составляло лишь 4,9%. Результаты исследований Г. М. Авчяна [1] на образцах горных пород показали, что величина термоостаточной намагниченности различных пород под давлением менялась различно и максимальное уменьшение при давлении 10000 кГ/см<sup>2</sup> доходило до 20%.

Из вышеприведенного следует, что влияние давления на термоостаточную намагниченность показало весьма большую ее устойчивость.

Для более точной интерпретации обсерваторских и полевых магнитометрических наблюдений необходимо определить роль термоостаточной намагниченности в горных породах сейсмоактивных районов, результаты исследований которых имеют важное значение для расчета сейсмоманнитного эффекта. С этой целью были исследованы образцы горных пород Гарнийского геодинамического полигона.

Природа и стабильность естественной остаточной намагниченности эффузивных пород Армении верхнеплиоцен-четвертичного периода изучены в работе [5]. Выяснено, что природа  $J_r$  изученных пород термоостаточная, а ее носителями являются изометрические зерна магнетита размером от 10 до 30—40 микрон, близкие к однодоменному. Изучение намагниченности насыщения  $J_{rs}(H)$  и  $J_{rs}(t)$  показало, что ферромагнетики представлены низкотитанистой магнитной фазой с высокими точками Кюри (550—575°C) [5]. Исследованы базальты и андезито-базальты четвертичного возраста Гарнийского геодинамического полигона. Магнитные параметры изученных образцов меняются в пределах: магнитная восприимчивость  $\alpha_0$  от  $295 \cdot 10^{-6}$  СГС до  $379 \cdot 10^{-6}$  СГС, остаточная намагниченность  $J_r$  от  $600 \cdot 10^{-6}$  СГС до  $4320 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Образцы приобретали термоостаточную намагниченность, созданную нагревом образцов до точки Кюри и последующим охлаждением до комнатной температуры в поле 0,5 э. Измерения величины  $J_{r0}$  выполнены с помощью феррозондовых дифференциальных магнитометров с системой линейных и кольцевых датчиков-модуляторов [6], непосредственно при наложении и снятии давления в земном поле. Во время эксперимента мы предполагаем, что в процессе термонамагничивания и воздействия напряжений не происходило фазовых изменений в ферромагнитных минералах.

Исследование обратимых изменений производилось следующим образом. Образец после термонамагничивания помещался в установку, затем подвергался сжатию до 800 кГ/см<sup>2</sup>. Далее нагрузка снималась и проводились измерения  $J_{r0} || P$  по схеме  $O \rightarrow P_1 \rightarrow O \rightarrow P_2 \rightarrow O \dots \rightarrow P_{max} \rightarrow O$  ( $P_1 < P_2 < \dots < P_{max}$ ) с интервалом 100 кГ/см<sup>2</sup>. Результаты измерения одного из образцов андезито-базальта (у района Гарни) приведены на рис. 1. Относительная величина  $J_{r0}$  при давлении

$P$  обозначена точками, крестами — при  $P=0$ , после снятия соответствующего давления.

Как видно, обратимая часть изменения  $J_{rt}$  уменьшается в процессе нагружения практически линейно. При постепенном уменьшении нагрузки от  $P_{\max}$  до 0,  $J_{rt}$  линейно и обратимо увеличивается до исходной величины ( $J_{rt}^0$ ). Такой же характер изменений наблюдается и у образцов базальта района водохранилища „Азат“ (рис. 2).

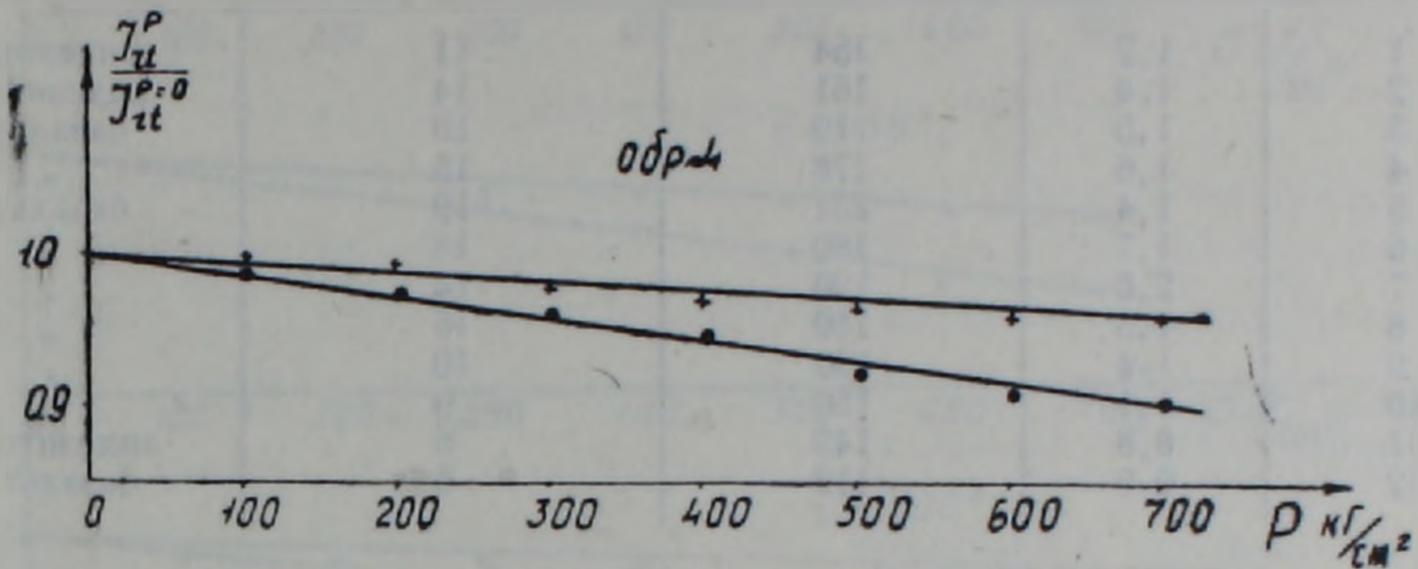


Рис. 1. Изменение обратимой части  $J_{rt}$  под действием давления при условии  $J_{rt} \parallel P$  (базальт).

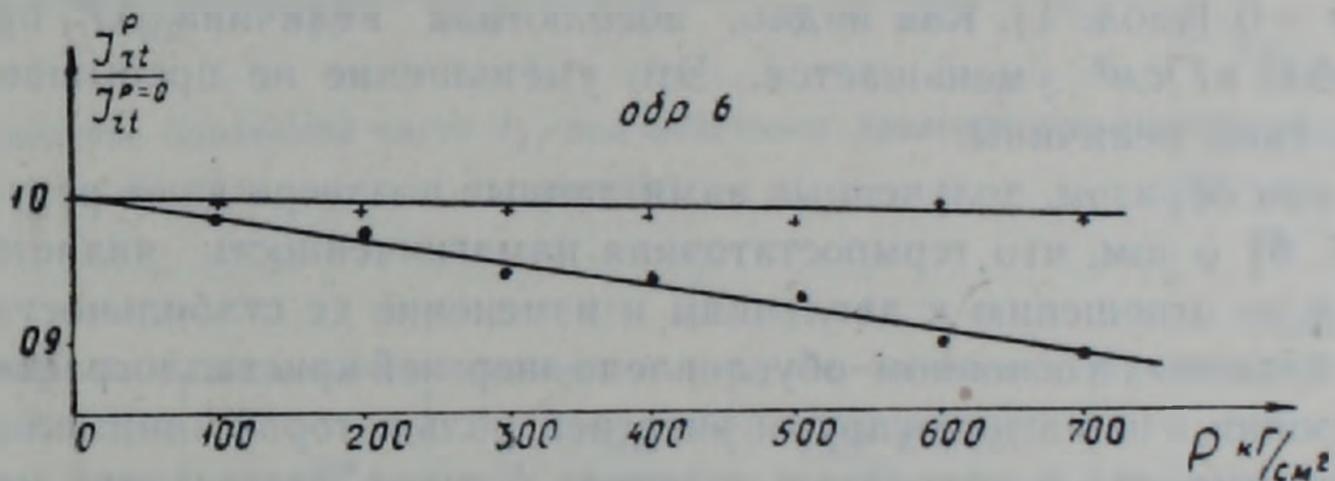


Рис. 2. Изменение обратимой части  $J_{rt}$  под действием давления при условии  $J_{rt} \perp P$  (базальт).

Характер обратимых изменений для составляющих, перпендикулярных оси сжатия  $J_{rt} \perp P$ , для различных образцов может быть различным, в зависимости от давления. Поскольку  $J_{rt} \parallel P \gg J_{rt} \perp P$  [2] вариации обратимых изменений  $J_{rt}(P)$  определяются в основном  $J_{rt} \parallel P$ . Для образцов, на которых исследовалась зависимость  $J_{rt}(P)$ , подсчитывался коэффициент  $\gamma$  ( $\gamma$ -характеризует амплитуду обратимых изменений термоостаточной намагниченности).

$$\gamma = \frac{1}{J_{rt}^{P=0}} \cdot \frac{\Delta J_{rt}}{\Delta P},$$

где  $J_{rt}^{P=0}$  — термоостаточная намагниченность при  $P=0$  (после предварительного сжатия  $P_{\max}$ ). В таблице 1 представлены величины  $\gamma$  для исследованных образцов. Как видно, величина  $\gamma$  для исследованных образцов находится в пределах от  $0,8 \times 10^{-4}$  до  $2,0 \times 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/кг. Относительное изменение  $J_{rt}^P / J_{rt}^{P=0}$  при давлении 600

кГ/см<sup>2</sup> и при комнатной температуре составляет от 4 до 12% исходной величины.

Таблица 1

№№ образцов	$\gamma \times 10^3$ см <sup>2</sup> /Г	$J_{H1} \times 10^4$ ед. СГСМ при $P=0$ после наложения $P$	$(\Delta J_{H1}^P) \times 10^4$ ед. СГСМ (при $P=600$ кГ/см <sup>2</sup> )	Название породы
1	1,2	154	11	андезит
2	1,4	161	14	андезито-
3	1,5	119	10	базальт
4	1,6	178	15	"
5	1,4	231	19	базальт
6	1,7	180	18	"
7	2,0	120	14	"
8	1,5	180	16	"
9	1,4	130	10	"
10	1,1	150	9	"
11	0,8	140	6	андезито-
12	0,9	112	6	базальт

Проведена оценка полного изменения термоостаточной намагниченности  $\Delta J_{H1}(P)$  для  $\Delta P = 600$  кГ/см<sup>2</sup> при комнатной температуре, ответственного за величину сейсмомагнитного эффекта:  $\Delta J_{H1}^P = \gamma \cdot \Delta P \cdot (J_{H1})_{P=0}$  (табл. 1). Как видно, абсолютная величина  $\Delta J_{H1}^P$  при давлении 600 кГ/см<sup>2</sup> уменьшается. Это уменьшение не превышает 10% от исходной величины.

Таким образом, полученные нами данные подтверждают результаты [1, 2, 7, 8] о том, что термоостаточная намагниченность является стабильной по отношению к давлениям и изменение ее стабильности в полях насыщаемых в основном обусловлено энергией кристаллографической анизотропии, а не магнитоупругой энергией, роль которой минимальна [4].

Известно, что в природных условиях породы, залегающие на некоторой глубине, находятся при повышенных температурах за счет геотермического градиента и подвержены действию механических напряжений. По данным термокаротажа глубинных скважин [3], средний температурный градиент для Абовянского района составляет  $3,29 \times 10^{-2}$  °С/М при ошибке измерения 10—15%. В связи с этим для расчетов сейсмомагнитного эффекта представляет интерес исследование обратимых изменений  $J_{H1}(P)$  при повышенных температурах.

Цикл температурных исследований заключается в следующем: образец, нагретый до определенной температуры, предварительно выдерживается для однородного нагрева 30 минут, при этой температуре и затем подвергается испытаниям под давлением по вышеуказанным схемам при каждой температуре. Были выбраны для большинства случаев следующие температурные интервалы: 20, 150 и 300°С.

На рис. 3 приведена зависимость  $J_{H1}(P)$  образца базальта, для составляющей полного вектора, параллельной оси сжатия при температурах 20, 150 и 300°С (обозначение то же, что и на рис. 1). Как видно, при наложении  $P$  имеет место уменьшение обратимой части изменения  $J_{H1}$ .

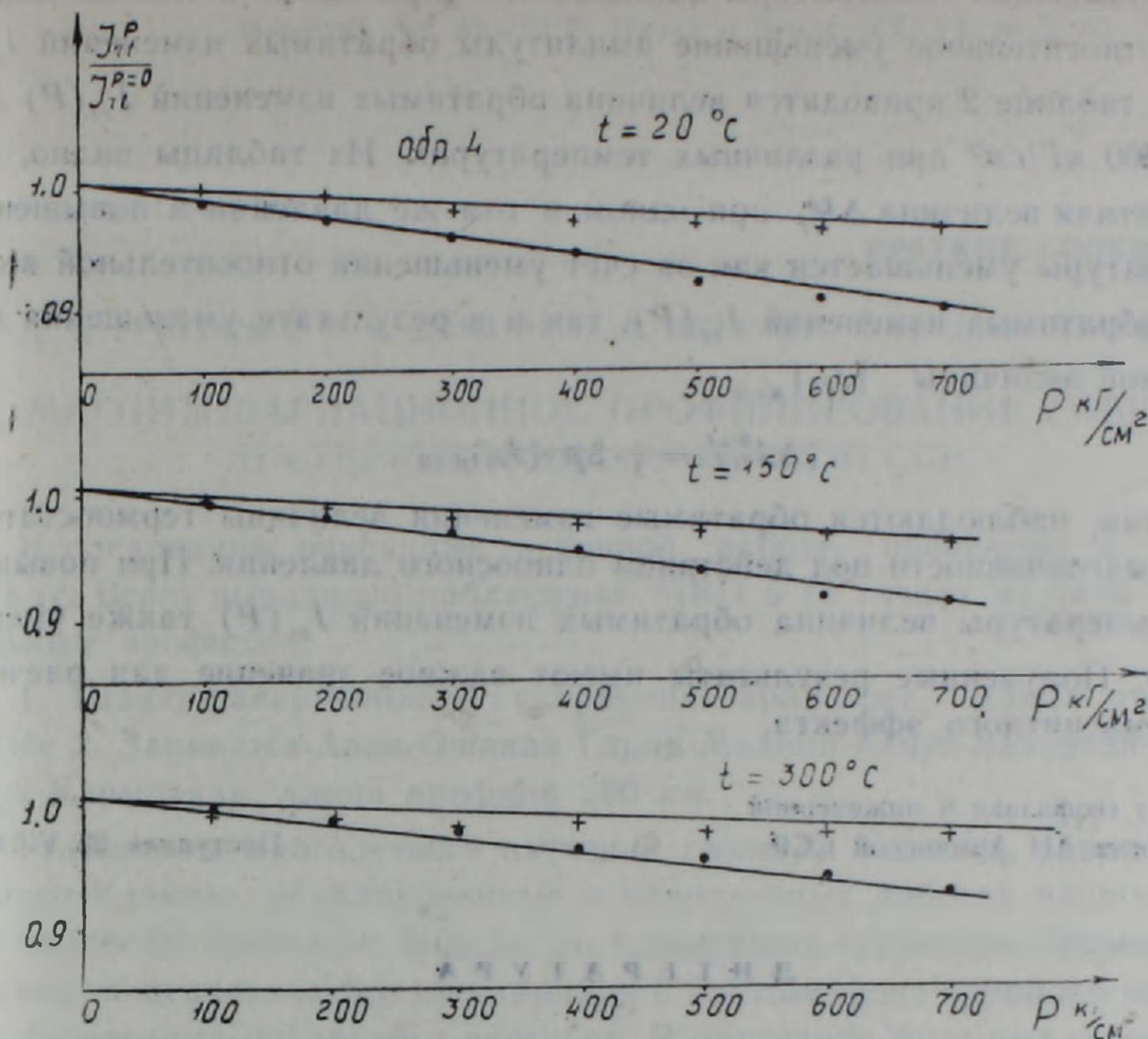


Рис. 3. Изменение обратимой части  $J_{rl}$  под действием давления при различных температурах.

Таблица 2

№№ образцов	$t$ °C	$\gamma \times 10^4$ см <sup>2</sup> /кГ	$J_{rl} \times 10^4$ ед. СГСМ (при $P=0$ )	$(\Delta J_{rl}^P)^r \times 10^4$ ед. СГСМ (при $P=600$ ) кГ/см <sup>2</sup>	Название породы
2	20	1,4	161	14	андезито-базальт
	150	1,2	104	7	
	300	0,8	76	3	
4	20	1,6	178	15	базальт
	150	1,3	105	8	
	300	1,1	64	4	
5	20	1,4	231	19	
	150	1,2	204	14	
	300				
8	20	1,5	180	16	
	150	1,3	74	5	
	300	1,0	34	2	
10	20	1,1	150	9	
	150	0,8	100	4	
	300	0,7	45	2	

При повышении температуры наблюдается (при одном и том же давлении) относительное уменьшение амплитуды обратимых изменений  $J_{ri}$ .

В таблице 2 приводится величина обратимых изменений  $J_{ri}(P)$  для  $\Delta P = 600 \text{ кг/см}^2$  при различных температурах. Из таблицы видно, что абсолютная величина  $\Delta J_{ri}^p$  при одном и том же давлении и повышении температуры уменьшается как за счет уменьшения относительной величины обратимых изменений  $J_{ri}(P)$ , так и в результате уменьшения абсолютной величины  $|J_{ri}|_{p=0}$ .

$$(\Delta J_{ri}^p)' = \gamma \cdot \Delta p \cdot (J_{ri})_{p=0}.$$

Итак, наблюдаются обратимые изменения величины термоостаточной намагниченности под действием одноосного давления. При повышении температуры величина обратимых изменений  $J_{ri}(P)$  также уменьшается. Полученные результаты имеют важное значение для расчета сейсмоманнитного эффекта.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 25. V. 1981.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аничян Г. М. Влияние всестороннего давления до  $800 \text{ кг/см}^2$  на различные виды остаточной намагниченности горных пород. Известия АН СССР, Физика Земли, № 7, 1967.
2. Безуглая Л. С., Сквородкин Ю. П. Зависимость термоостаточной намагниченности от давления при разных температурах. Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч. 1, Киев, 1970.
3. Любимова Е. А., Поляк Б. Г., Смирнов С. И. и др. Обзор данных по тепловым потокам в СССР. В кн. Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, М., 1973.
4. Магнитные свойства минералов и горных пород при высоких температурах и давлениях. В кн. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., «Недра», 1976.
5. Минасян Дж. О. Природа и стабильность естественной остаточной намагниченности некоторых эффузивных пород Армении. Тез. докл. съезда по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. II, М., 1976.
6. Сквородкин Ю. П., Бураков К. С., Безуглая Л. С., Максудов С. Х. Установка для исследования магнитных свойств образцов горных пород при различных давлениях и температурах. Сб. «Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма», ч. 2, М., 1970.
7. Ohnaka M., Kinoshita H. J. Geom. Geole., 20, № 2, 93—100, 1968.
8. Ohnaka M. J. Geom. Geole., 21, № 2, 1969.
9. Kume S. Ann. Geoph., 18.1, 1.8, 1952.

УДК: 550.380.14(479.25)

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Д. С. ГРИГОРЯН, А. К. ДАВТЯН, С. А. ПИРУЗЯН, А. Д. ШАХНАЗАРЯН

МАГНИТОВАРИАЦИОННОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ (МВП)  
НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Исследования, описанные в данной работе, проведены в 1977—1978 гг. Всего выполнено наблюдений МВП в 13 точках по двум региональным профилям:

1. Шаваршаван-Чайкенд-Гехаркуник-Гарни-Горс, длина профиля 150 км  
2. Заринджа-Аван-Ошакан-Гарни-Мадина-Кечут-Базарчай-Кзылджук-Кармракар, длина профиля 260 км.

Результаты многолетнего изучения геологии Кавказа, равно как и Малого Кавказа, опубликованные в капитальных работах наших ведущих геологов, привели к выделению главнейших структурно-формационных зон общекавказского простирания и на этом фоне крупнорегиональных поперечных поднятий и прогибов. В последние годы ряд сейсмотектонических исследований, выполненных на базе геофизических данных, выявил дизъюнктивную природу некоторых из них. В итоге вырисовывается картина взаимопересекающихся глубинных разломов общекавказского и поперечного направлений. В соответствии с этим обстоятельством были выбраны профили наших полевых работ; I—субмеридионального направления; II—субширотного направления.

Измерения геомагнитных вариаций производились с помощью трехкомпонентных магнитовариационных станций (МВС) системы Боброва «ИЗМИРАН»—4. Цена деления достигала 0,3—0,5 гамм/мм. Регистрация велась на фотобумаге шириной 200 мм при скорости развертки 20 мм/час. Основной диапазон периодов вариаций, использованный в методе МВП, находится от 3 минут до нескольких часов. Интерпретационные параметры МВП получены в результате обработки синхронных наблюдений по профилям I и II согласно действующей инструкции [1].

На рис. 1—2 представлены профильные кривые  $H/H_0$ ,  $D/D_0$ ,  $Z/H_0$  для интервалов периодов: 3÷7, 7÷15, 15÷30, 30÷60, 60÷90, 90÷150 и более минут. Каждая точка кривой—результат обработки от 15 до 100 вариаций. Для I профиля базисным пунктом является п. Гарни (Гарнийская геофизическая обсерватория), а для II профиля—п. Кармракар (сейсмическая станция «Кармракар»).

Во всех 13 пунктах нами определен и вектор Визе  $\vec{C} = A\vec{i} + B\vec{j}$ . Нами вычислены только коэффициенты  $A$  и  $B$  по максимальным амплитудам методом наименьших квадратов отдельно для вариаций с периодами до 15 мин, периодами 15÷30, 30÷60, 60÷90, 90÷150 и более

минут, а также осредненные для всех периодов исследуемого диапазона. В каждую выборку включалось от 15 до 40 вариаций. Обработывались в основном синфазные или близкие к синфазным вариации.

На рис. 3—4 изображены вектора Визе по профилям.

Результаты сравнений одновременных записей в пунктах Шаваршаван, Чайкенд, Гехаркуник, Гарни, Горс вдоль I профиля показывают, что

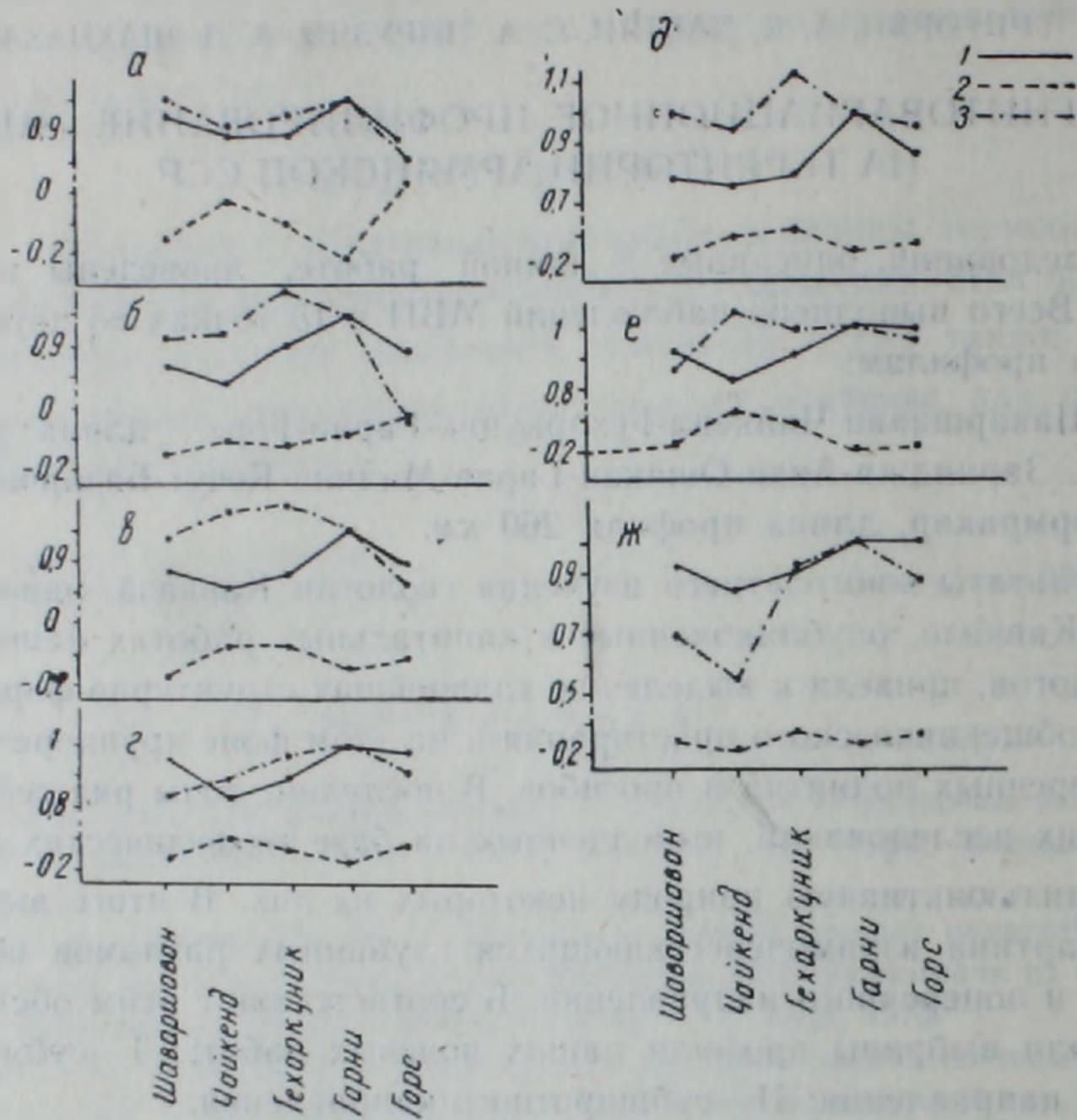


Рис. 1. Профильные кривые, осредненные по периодам (в мин):

а) 3 ÷ 7; б) 7 ÷ 15; в) 15 ÷ 30; г) 30 ÷ 60; д) 60 ÷ 90; е) 90 ÷ 150; ж) 7 ÷ 150 и более.

$$1 - \frac{H}{H_0}; \quad 2 - \frac{Z}{H_0}; \quad 3 - \frac{D}{D_0}.$$

профильные кривые  $H/H_0$  достигают максимума в районе с. Гарни, правда, изменение амплитуд находится в пределах 20%, но оно прослеживается на всех кривых а-ж на всем диапазоне частот.

Изменения наблюдаются и на кривых  $D/D_0$ , особенно по кривой ж для интервала периодов 150 и более минут.

В районе п. Горс кривая  $Z/H_0$  пересекает ось абсцисс для интервала периодов 3 ÷ 7 минут и приближается к нулю для периодов 7 ÷ 15 минут.

Таким образом, анализ профильных кривых позволяет выделить магнитовариационную аномалию между п. п. Гехаркуник и Горс.

Вдоль II профиля отношение  $H/H_0$  остается постоянным с точностью до 10—15%, напротив, отношение  $D/D_0$  увеличивается с востока на за

пад и достигает максимальных значений в западной крайней точке Заринджа на всем диапазоне частот и в п. Ошакан для периодов 30÷150 и более минут. Относительное увеличение  $D/D_{\text{баз}}$  вдоль профиля здесь достигает 45%. Отношение  $Z/H_0$  меняет знак чуть западнее п. Ошакан

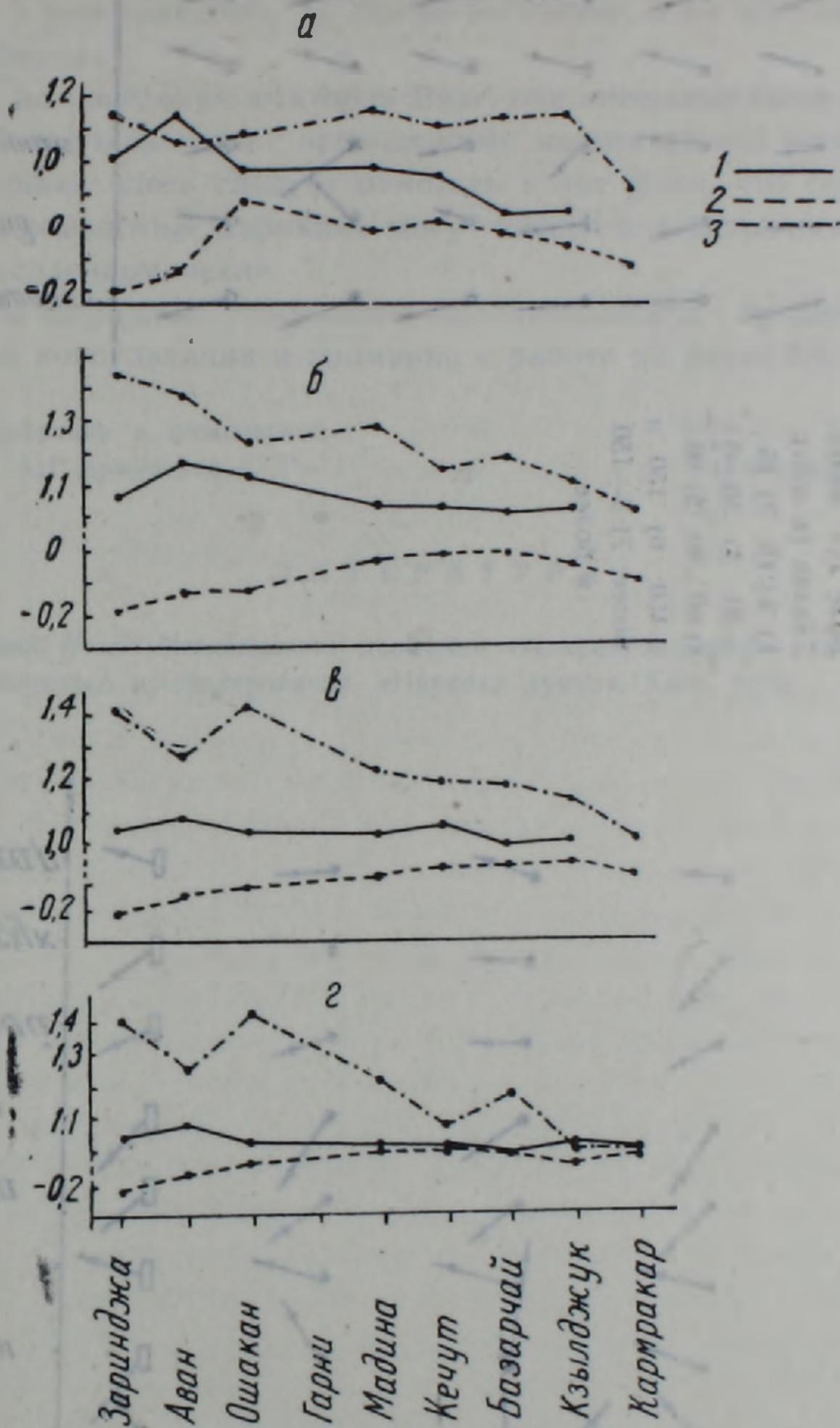


Рис. 2. Профильные кривые, осредненные по периодам (в мин.):

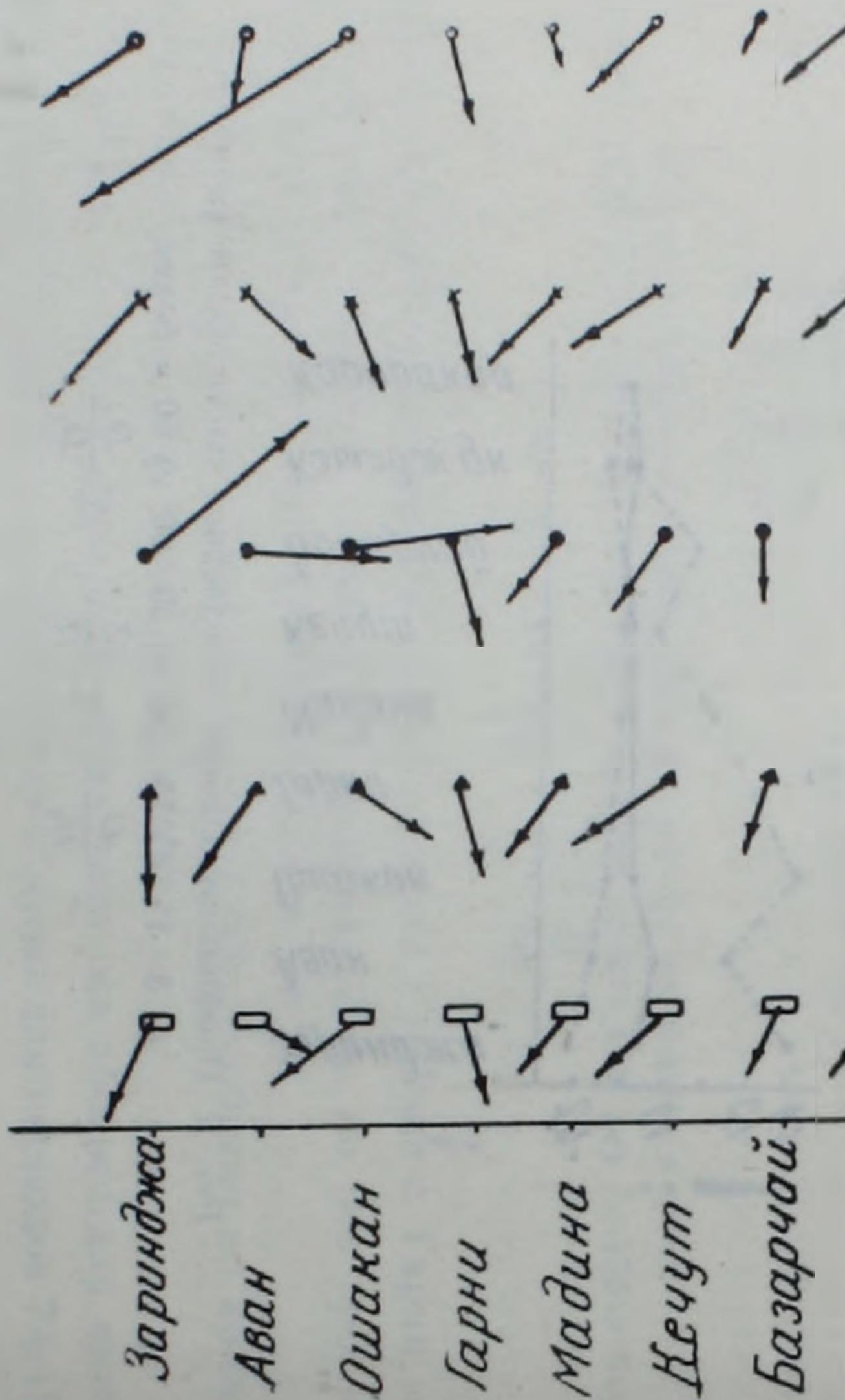
а) 3÷15; б) 15÷30; в) 30÷60; г) 60 и более.

1.  $\frac{H}{H_0}$ ; 2.  $\frac{Z}{H_0}$ ; 3.  $\frac{D}{D_0}$ .

для периодов 3÷15 минут и приближается к нулю восточнее п. Ошакан в п. п. Мадина, Кечут, Базарчай для периодов 15÷30 минут. Заметное увеличение отношения  $D/D_0$  с востока на запад и отсутствие аномалии в  $H/H_0$  составляющей указывают на наличие широкой аномальной зо-

Масштаб 0,1

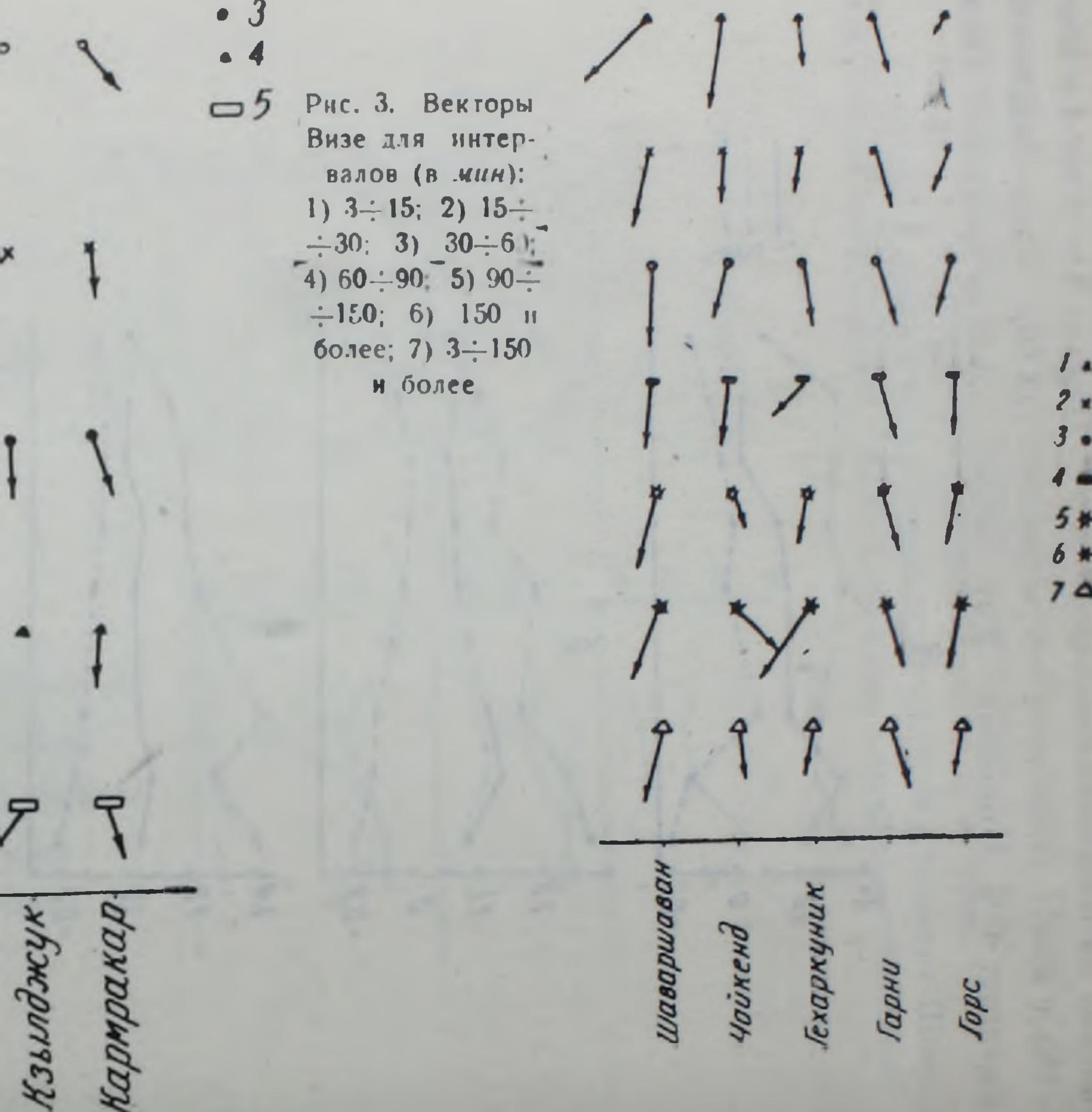
Рис. 4. Векторы  
Визе для интер-  
валов (в мкм):  
1) 3 ÷ 15; 2) 15 ÷  
÷ 30; 3) 30 ÷ 60;  
4) 60 и более;  
5) 3 ÷ 150 и более.



- 1
- × 2
- 3
- 4
- 5

Масштаб 0.1

Рис. 3. Векторы Визе для интервалов (в мин):  
 1) 3 ÷ 15; 2) 15 ÷ 30;  
 3) 30 ÷ 60; 4) 60 ÷ 90;  
 5) 90 ÷ 150;  
 6) 150 и более;  
 7) 3 ÷ 150 и более



- 1 △
- 2 ×
- 3 •
- 4 ■
- 5 \*
- 6 \*
- 7 △

Кзылджук  
 Нармракар

Шаваршаван  
 Чайкенд  
 Бехаркунцк  
 Гарни  
 Горс

ны субмеридионального направления, которую наш профиль пересекает не полностью.

Расмотрение векторов Визе подтверждает наличие аномалии. На периодах 30÷60 мин в п. Заринджа вектор Визе резко меняет свое направление с юго-западного на северо-восточное, и на восточное—в п. п. Лван и Ошакан.

Судя по поведению векторов Визе, обе аномалии имеют глубинное происхождение и связаны с проводящими зонами земной коры и верхней мантии, однако здесь следует отметить и тот факт, что определенный вклад в геомагнитные вариации могут внести и электрические токи, текущие в осадочном чехле.

Авторы выражают искреннюю признательность профессору Л. Л. Вапьяну за консультации и внимание к работе на различных ее этапах.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 11. XII. 1981.

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Рокитянский И. И. Исследование аномалий электропроводности методом магнито-вариационного профилирования. «Наукова думка», Киев, 1975.

УДК: 528.024.1

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

К. Р. ТРОЗЯН

## ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ НИВЕЛИРОВАНИЕ С ДВУМЯ ПИТАЮЩИМИ БАКАМИ

При определении превышений точек методом гидродинамического нивелирования, нужно проводить два замера: первый замер при движении жидкости в одном направлении, второй—при обратном. В работе [3] предложено производить замеры при помощи одного питающего бака—поднятием и опусканием его, определяя при этом разность уровней жидкости в сообщающихся измерительных сосудах, когда жидкость соприкасается с сигнализаторами, установленными в измерительных сосудах, и когда отрывается от сигнализаторов.

Однако, при этом поднятие мениска (поднятие жидкости вследствие молекулярного тяготения) может влиять на точность измерения, так как мениск между сигнализаторами и уровнем жидкости при поднятии отличается от мениска при опускании уровня жидкости.

С целью повышения точности определения превышений точек при гидродинамическом нивелировании можно или только поднять, или только опустить питающий бак, при этом соответственно поднимется или опустится уровень жидкости в сообщающихся сосудах. Предпочтительнее поднять уровень жидкости, так как жидкость при этом втягивается к сигнализаторам через воздушный зазор и втягивающее усилие ослабляется, а поднятие мениска жидкости уменьшается. При понижении уровня, жидкость и сигнализаторы находятся в непосредственном соприкосновении, втягивающее усилие между ними значительно, и поднятие мениска при этом получается значительно большим. Поэтому, чтобы проводить два замера при поднятии или два при опускании, на двух концах измерительной системы устанавливаются питающие баки (рис. 1).

Для определения превышений соседних точек нужно поднять один питающий бак, например, левый (рис. 1), и определить разность уровней в сосудах, когда жидкость соприкасается с сигнализаторами ( $h_1, h_2, \dots, h_{j-1}, h_j, h_{j+1}, \dots, h_{n-1}, h_n$ ). Затем опустить этот бак до исходного положения, и когда в системе, через определенный промежуток времени, создается равновесие, поднять второй (правый) питающий бак (рис. 2). При этом определим также разность уровней жидкости в сосудах ( $h_1, h_2, \dots, h_{j-1}, h_j, h_{j+1}, \dots, h_{n-1}, h_n$ ).

Рассмотрим эти случаи в отдельности:

1. *Случай подъема левого питающего бака* При подъеме вверх бака со скоростью  $u_1$ , при стационарном движении жидкости слева направо в первом участке (0—1) расход жидкости будет [3]

$$Q_1 = F_1 \frac{dz_1}{dt} + F_2 \frac{dz_2}{dt} + \dots + F_{n-1} \frac{dz_{n-1}}{dt} + F_n \frac{dz_n}{dt}, \quad (1)$$

имея в виду  $\frac{dz_1}{dt} = \frac{dz_2}{dt} = \dots = \frac{dz_i}{dt} = \dots = \frac{dz_n}{dt} = \frac{dz}{dt}$  и  $Q = \omega v_1'$

получится

$$\omega v_1' = (F_1 + F_2 + \dots + F_j + \dots + F_{n-1} + F_n) \frac{dz}{dt},$$

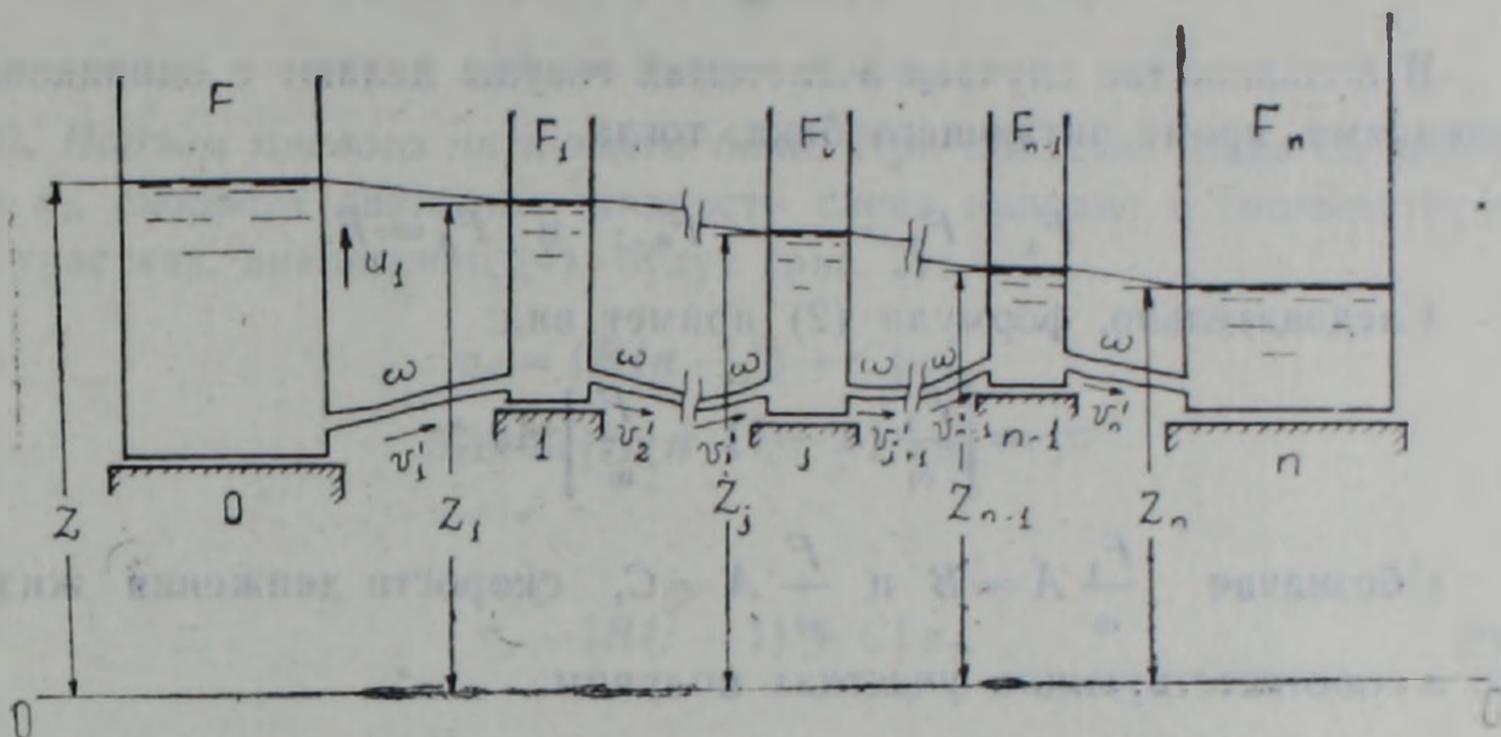


Рис. 1.

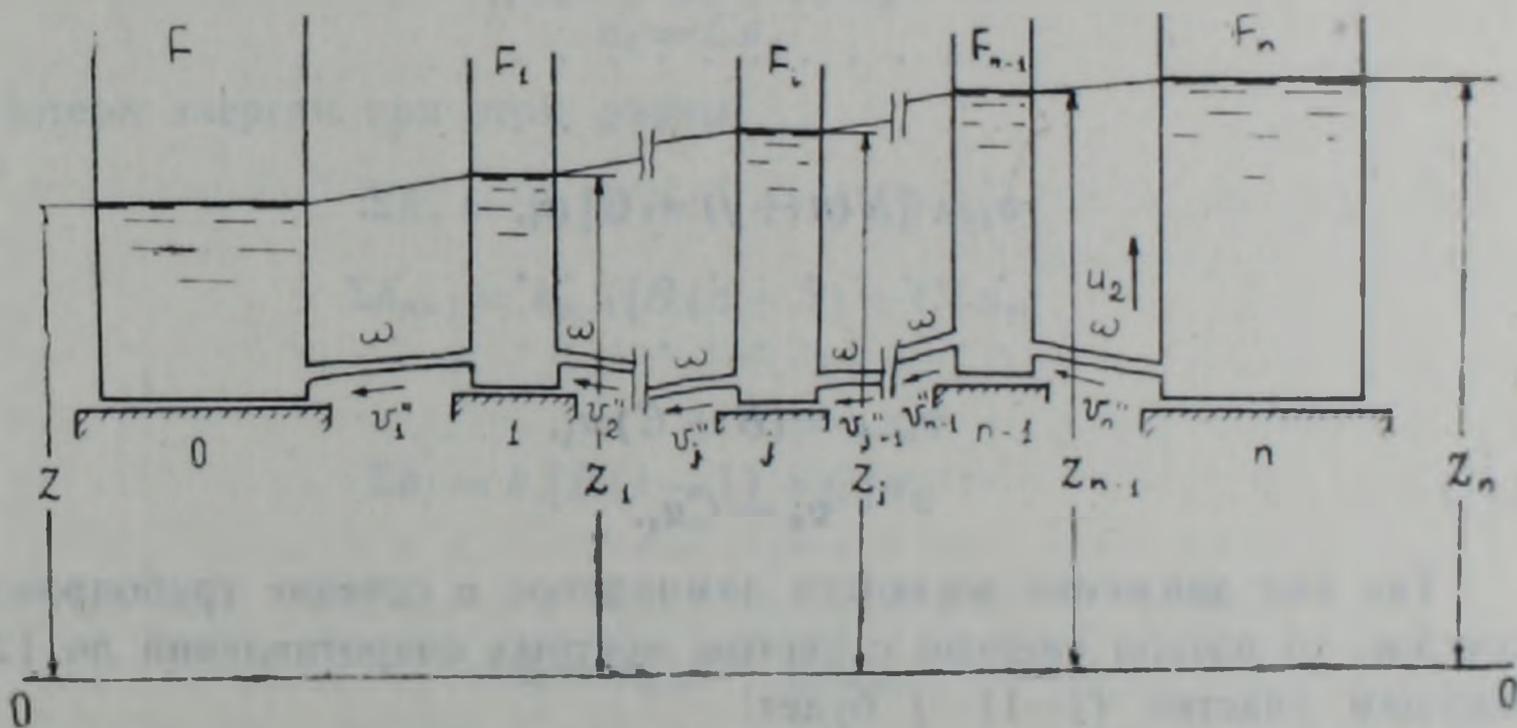


Рис. 2.

где  $F_1, F_2, \dots, F_{n-1}$  — площади сечения измерительных сосудов,

$F_n$  — площадь сечения второго питающего бака,

$\frac{dz_j}{dt}$  — скорости поднятия жидкости в соответствующих сосудах,

$\omega$  — площадь сечения трубопровода,

$v_1'$  — скорость движения жидкости в трубопроводе на участке (0—1).





Подставив значение  $\Sigma h_j$  и  $\Sigma h_j$  из (5) и (7) в формулах (8) и (9) получим:

$$h_{j-1} = k_j [B(n-j) + C] u_1 + \Delta h_j, \quad (10)$$

$$h_j = k_j [B(j-1) + C] u_2 - \Delta h_j. \quad (11)$$

Совместно решая (10) и (11), имеем:

$$\Delta h_j = \frac{h_{j-1} - h_j \frac{[B(n-j) + C] u_1}{[B(j-1) + C] u_2}}{1 + \frac{[B(n-j) + C] u_1}{[B(j-1) + C] u_2}}. \quad (12)$$

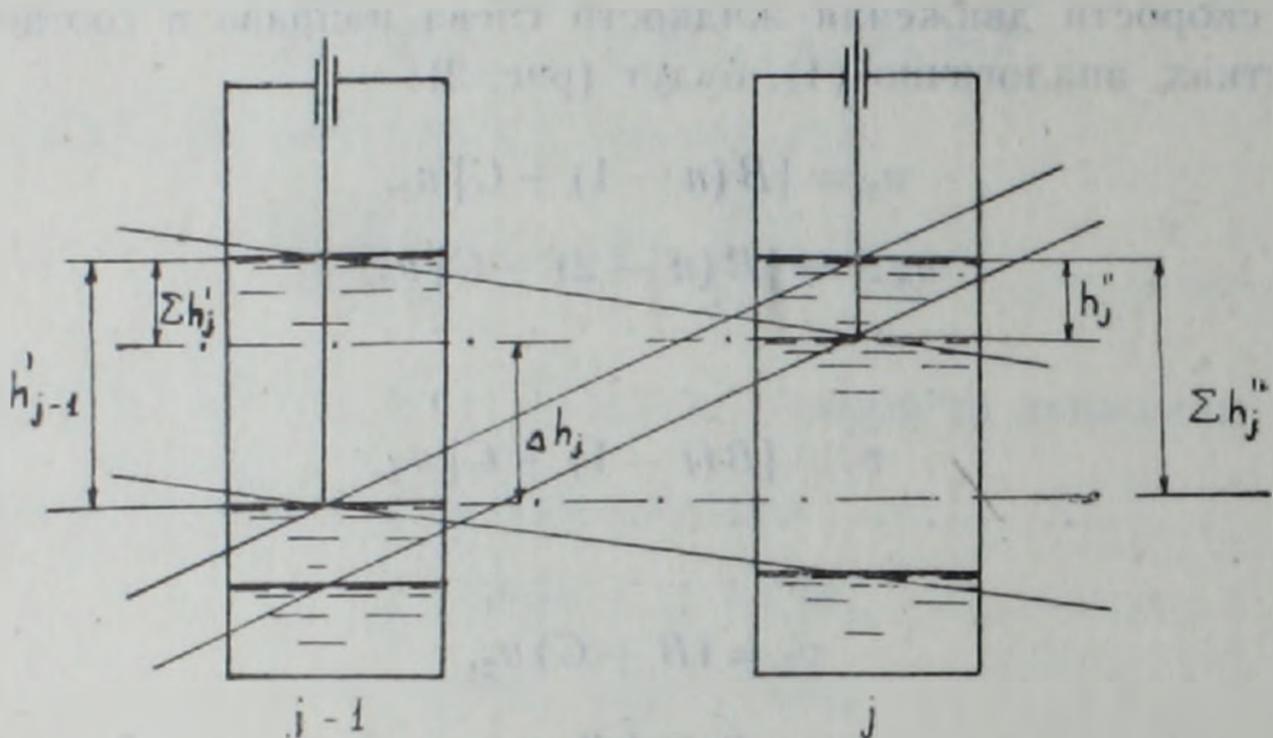


Рис. 3.

Если скорости поднятия обоих сосудов одинаковы ( $u_1 = u_2$ ), то формула (12) примет вид:

$$\Delta h_j = \frac{h_{j-1} - h_j \frac{[B(n-j) + C]}{[B(j-1) + C]}}{1 + \frac{B(n-j) + C}{B(j-1) + C}}. \quad (13)$$

В том случае, когда получается замкнутая система (рис. 4) и баки располагаются рядом, тогда вместо двух баков можно установить один с вентилями на линиях, выходящих из бака. Открыв один из вентиляей, закрыв другой и подняв питающий бак, проводим соответствующие измерения. Опустив бак до исходного положения, закрываем первый вентиль после установления равновесия жидкости в системе, затем, открыв второй и снова подняв питающий бак, проводим второе измерение.

Исходя из вышеизложенного, в формулу (12) нужно подставить  $C=0$ .

При разных скоростях поднятия измерительного сосуда получится:

$$\Delta h_j = \frac{h_{j-1} - h_j \frac{(n-j)}{(j-1)} \cdot \frac{u_1}{u_2}}{1 + \frac{(n-j)}{(j-1)} \cdot \frac{u_1}{u_2}}. \quad (14)$$

Так как питающий бак один и тот же, по всей вероятности, скорости поднятия в обоих случаях будут одинаковы ( $u_1 = u_2$ ), и формула (14) примет вид:

$$\Delta h_j = \frac{h_{j-1} - h_j \frac{n-j}{j-1}}{1 + \frac{n-j}{j-1}} \quad (15)$$

Приведенные формулы верны и при турбулентном движении жидкости с незначительными поправками.

В гидравлически гладкой трубе потери энергии равны [1]:

$$\Sigma h_j = kv_j^{1,75}$$

и формула (12) примет вид:

$$\Delta h_j = \frac{h_{j-1} - h_j \left\{ \frac{|B(n-j) + C|}{|B(j-1) + C|} \cdot \frac{u_1}{u_2} \right\}^{1,75}}{1 + \left\{ \frac{|B(n-j) + C|}{|B(j-1) + C|} \cdot \frac{u_1}{u_2} \right\}^{1,75}} \quad (16)$$

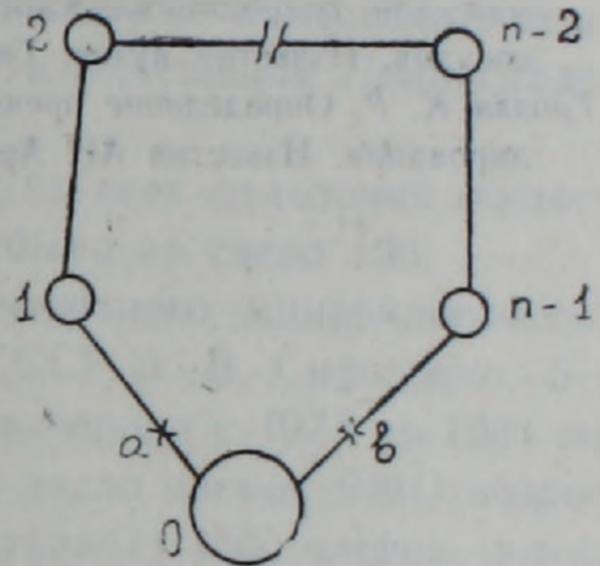


Рис. 4

В квадратичной области движения жидкости потери энергии равны [1]:

$$\Sigma h_j = kv_j^2$$

и выражение (12) станет:

$$\Delta h_j = \frac{h_{j-1} - h_j \left\{ \frac{|B(n-j) + C|}{|B(j-1) + C|} \cdot \frac{u_1}{u_2} \right\}^2}{1 + \left\{ \frac{|B(n-j) + C|}{|B(j-1) + C|} \cdot \frac{u_1}{u_2} \right\}^2} \quad (17)$$

Аналогично вышесказанному можно определить и превышение между не соседними точками ( $i$  и  $m$ ), тогда соответственно (10) и (11) примут вид:

$$h_{i-m} = \Delta h_{i-m} + \sum_{j=i+1}^m h_j \quad (18)$$

$$h_{i-m} = \sum_{j=m}^{i+1} h_j - \Delta h_{i-m} \quad (19)$$

Имея в виду (5, 7) и преобразуя формулы (18, 19), получим:

$$\Delta h_{i-m} = \frac{h_{i-m} - h_{m-i} \frac{\left| B \sum_{j=i+1}^m (n-j) + C \right| \cdot \frac{u_1}{u_2}}{\left| B \sum_{j=i+1}^m (j-1) + C \right| \cdot \frac{u_1}{u_2}}}{1 + \frac{\left| B \sum_{j=i+1}^m (n-j) + C \right| \cdot \frac{u_1}{u_2}}{\left| B \sum_{j=i+1}^m (j-1) + C \right| \cdot \frac{u_1}{u_2}}} \quad (20)$$

Остальные формулы получаются из (16, 17, 20) с соответствующими изменениями (см. выше).

Формула (20) является общим решением рассмотренного в статье вопроса, откуда получаются все частные решения.

Ереванский политехнический  
институт

Поступила 27. X. 1981.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агроскин И. И., Дмитриев Г. Т., Пикалов Ф. И. Гидравлика. «Энергия», М.—Л., 1964.
2. Мовсисян Р. А., Бархударян А. М. Ошибки гидродинамического характера в системах для гидродинамического нивелирования с большим числом сообщающихся сосудов. Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, № 6, 1975.
3. Трозян К. Р. Определение превышения точек с помощью гидродинамического нивелирования. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1980.

## VI СЪЕЗД ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

С 26 по 29 января 1982 г. в Ленинграде проходил VI съезд Всесоюзного минералогического общества, в работе которого приняли участие почетные члены ВМО, члены Совета ВМО, а также представители всех отделений общества. Заседания проходили в помещении Ленинградского Горного института.

В качестве делегатов VI съезда ВМО из всех отделений общества было избрано 211 человек, из которых прибыло на съезд 198.

Работу съезда открыл президент Всесоюзного минералогического общества, ныне покойный, академик АН СССР А. В. Сидоренко. В отчетном докладе о деятельности общества за период с 1977 по 1981 годы он отметил, что за прошедшие четыре года число членов ВМО возросло на 1300 человек и на сегодняшний день составляет 4500 членов, которые объединены в 31 отделение и в 70 коллективных членах. За этот период к действующим комиссиям ВМО прибавились еще две: 1) по преподаванию геологических знаний и 2) по камне-минеральному сырью. Члены Всесоюзного минералогического общества Д. С. Коржинский, Д. П. Григорьев, Д. В. Рундквист, Г. В. Гвахария и др. за достигнутые успехи в области минералогии и за активное участие в работе общества были награждены почетными грамотами ВМО.

Собравшийся научный форум прошел в свете Решений XXVI съезда КПСС, в которых «Изучение строения, состава и эволюции Земли...» определено как одна из важнейших научных и практических проблем геологии на современном этапе. Работа съезда была посвящена теме «Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в Геологической истории». На съезде Всесоюзного минералогического общества обсуждалось современное состояние науки о земном веществе в свете исторического анализа новых фактов, уточнялись вопросы методики исследования эволюции процессов минералообразования, были сделаны попытки выявления общих и частных закономерностей развития литосферы для минералогических тел различных уровней, а также были определены направления дальнейших исследований.

На обсуждение съезда Всесоюзного минералогического общества были поставлены следующие актуальные задачи: 1) общие проблемы эволюции минералообразования в истории геологического развития литосферы—18 докладов; 2) критерии последовательности процессов минералообразования во времени—21 доклад; 3) особенности формирования горных пород и руд в различные геологические эпохи—45 докладов; 4) значение анализа эволюции минералообразования для геологии

ческой практики — 27 докладов. Из III опубликованных тезисов докладов, представленных на обсуждение по вышеуказанным проблемам, на съезде было прочитано 48 докладов; часть из них была зачитана на пленарных заседаниях, остальные — из двух секций.

По общим проблемам эволюции минералообразования в истории геологического развития литосферы на съезде с интересными докладами выступили Д. П. Григорьев, В. Г. Лазаренко, Ю. Б. Марин (из Ленинграда), А. Г. Жабин, А. И. Гинзбург (из Москвы) и другие. Докладчики затронули вопросы общих закономерностей развития геологических процессов, эволюцию редкометальной минерализации в ходе геологической истории Земли, вопросы минерало- и пороодообразования в истории формирования литосферы и др. Особый интерес на съезде вызвал доклад Д. В. Рундквиста, в котором он выявил некоторые общие закономерности развития геологических процессов, выделяя в становлении Земли как планеты, следующие крупнейшие последовательно начинающиеся свое развитие периоды эволюции: I. Филогенез (образование видов) химических элементов (период нуклеосинтеза 20—10 млрд. лет назад). II. Филогенез молескул, минералов (10,5 млрд. лет назад). III. Филогенез пород формаций (от 5 млрд. лет). IV. Филогенез биоса (от 3 млрд. лет назад). И далее он выводит три методических следствия: I — различие двух аспектов изучения эволюции: а) анализ рядов минеральных образований и б) происхождение видов минеральных образований; II — необходимость анализа каждого процесса, геологического тела как элемента общей системы эволюции Земли; III — использование «принципа соизмеримости», в соответствии с которым для каждого структурно-вещественного образования должны выделяться соизмеримые пространственные (тектонические, структурные) и временные (хронологические, стратиграфические) категории.

На съезде была выдвинута одна из актуальных задач современной минералогии, смысл которой сводится к критическому анализу и обобщению всех имеющихся данных об эволюции минерального мира. Было отмечено также, что существующий методический аппарат эволюционной минералогии требует существенного совершенствования, в частности, отсутствуют минералогические критерии сравнительного исторического анализа минералогических объектов со сложной структурой (минеральные комплексы, минералогические районы провинции).

По вопросу о критериях последовательности минералообразования во времени, в ходе съезда были рассмотрены самые различные пути изучения этой проблемы. Эти вопросы были рассмотрены в докладах Олейникова Н. С. (Якутия), Сергеева В. Н. (Томск) и других. Большой интерес по этой проблеме вызвал также доклад **Константинова Р. М.** и А. Ю. Ведяева — «Математический подход к анализу последовательности минералообразования во времени», в котором рассматриваются математические методы анализа последовательности минералообразо-

<sup>1</sup> Сборник тезисов докладов «Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории» находится в библиотеке ИГи АН Арм.ССР.

вания во времени, где широкое применение могут найти логико-математические и статистические методы обработки минералогических данных, включающих селекцию информативных признаков, определение их информационного веса, построение логико-математических и статистических моделей минералообразования. Интересным был также доклад А. Л. Литвина, В. М. Павлитина и др. (Украинское отд.) «Типоморфизм минералов как критерий их геологической эволюции», в котором были рассмотрены изменения типоморфных особенностей рудных и нерудных минералов в процессе эволюционного развития некоторых геологических образований. Им было предложено рассматривать информативность изменений типоморфных особенностей как отражение эволюции процессов минералообразования. По этой же проблеме интерес был вызван докладом Г. А. Юргенсона (Читинское отд.), посвященный направленности строения агрегатов жильного кварца малоглубинных месторождений, как критерия эволюции минералообразующего флюида. В докладе на примере одного из жильных полиметаллических месторождений Читинской области предлагалось ритмичность роста агрегатов кварца использовать в качестве носителя информации об условиях изменения процессов минералоотложения.

В последнее время все большее значение приобретает анализ эволюции минералообразования для геологической практики. Эту проблему рассмотрели в своих сообщениях на съезде В. Н. Воеводин (Дальневосточное отд.), Н. В. Коваленко (Московское отд.) и др. Эволюционный характер минералообразования позволяет существовать и развиваться далее различным минералого-геохимическим методам прогнозирования месторождений, в том числе кристалло-морфологическому методу. Правильная интерпретация эволюции всего процесса позволяет изучать зависимость формы кристаллов от условий их выделения, а также прогнозировать месторождения. Эти вопросы подняла в своем докладе Н. З. Евзикова (Ленинград). Она отметила, что минералогическая интерпретация формы кристаллов подразумевает конечное истолкование набора и количественного соотношения граней, ребер и вершин различных простых форм как критерий перспективности обнаружения месторождений этих кристаллов. Проблемы интерпретации форм кристаллов могут находить различные пути решения, в том числе логическое мышление, экспериментальное моделирование, морфологическое картирование, логико-математический и статистический анализ и др. Не менее интересный вопрос по этой же проблеме поднял О. С. Кочетков (Ухтинское отд.), представив на рассмотрение доклад о связи акцессорной минерализации с рудогенезом. Докладчиком предлагается система поднятий, передающих минералого-геохимическую эволюцию рассеяния и концентрации рудного вещества в земной коре. Между величиной кларка рудного элемента в земной коре и уровнями его минимальных и максимальных кондиций существует прямая зависимость, откуда следует, что максимальный уровень акцессорной рассеянной минерализации определяет уровень потенциально возможных запасов соответствующего рудного вещества в эндогенных месторождениях. Акцессорная руд-

ная минерализация, развитая в пределах определенной геологической формации, может при благоприятных условиях вмещающей среды перейти в промышленное рудонакопление.

На съезде был подведен итог работ советских минералогов в период с V по VI съезд ВМО. Как известно, при изучении горных пород и других минеральных парагенезисов, особенно рудных месторождений, одним из наиболее важных вопросов является описание их вещественного состава и, вместе с тем, изучение геологической позиции в самом широком смысле этого понятия. Особое место было уделено вопросу обнаружения и описания новых минералов и условий их образования. Так, например, за отчетные пять лет в Советском Союзе был обнаружен и описан 141 новый минерал, что в среднем составляет 27—28 минералов в год. Из всех обнаруженных минералов 81 утвержден Комиссией по новым минералам Международной Минералогической Ассоциации, а 13 находятся на утверждении. За 32 наиболее интересных открытия советским геологам присуждены почетные дипломы. Отрадно, что Советский Союз по открытию новых минералов занимает первое место в мире. Обнаружены за эти годы и самородный алюминий, вызвавший много споров у специалистов, теллуриды золота, свинца, меди, сульфиды и сульфоантимониты, окислы и фосфаты, карбонаты и силикаты.

На заключительном пленарном заседании была принята резолюция VI съезда Всесоюзного минералогического общества, в которой, наряду с достижениями советской минералогической науки, указывались некоторые недостатки и направления основных путей работы общества на последующие годы. В частности, была отмечена необходимость более широкого привлечения геологов из производственных организаций для решения научных проблем геологии; предлагалось еще большее внимание уделять вопросам охраны окружающей среды и охране уникальных геологических объектов; шире применять математические методы обработки информации при минералогических исследованиях; активнее пропагандировать минералогическую науку, привлекать также в ряды минералогов студентов и школьников, организовывая кружки юных минералогов; было решено издавать еще большее количество научно-популярной литературы, освещающей последние достижения минералогической науки; обращать особое внимание на минералогические исследования при любых минералогических изысканиях и особенно при разведке месторождений полезных ископаемых.

С. Г. Каралетян, М. А. Кукулян

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

СИМПОЗИУМ ГОЛОЦЕНОВОЙ КОМИССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО  
СОЮЗА ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО  
ПЕРИОДА (ИНКВА)

Институтом геологических наук АН Армянской ССР с 26 по 30 июля 1982 г. был организован симпозиум Голоценовой комиссии Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА), который сопровождался экскурсиями (А-9) по территории Армянской ССР. В симпозиуме приняли участие 60 человек из стран: Австрии, Венгрии, ГДР, Нидерландов, Италии, Канады, Польши, США, СССР, Финляндии, Франции, ФРГ, Чехословакии, Швейцарии, Швеции. В качестве гостей Академии наук Армянской ССР участвовали президент Голоценовой комиссии ИНКВА, директор института геологии Упсальского университета проф. Л.—К. Кенигссон (Швеция) и президент Евросибирской подкомиссии Голоценовой комиссии ИНКВА, директор Института географии Польской Академии наук проф. Л. Старкель (г. Краков).

Симпозиум начался 26 июля в Актовом зале Академии наук Армянской ССР. В течение двух дней здесь было зачитано 25 докладов, из которых 11 докладов зачитали представители СССР (в том числе 5 докладов—представители Армянской ССР). Симпозиум открыл председатель Оргкомитета, директор ИГН АН АрмССР, член-корреспондент АН Арм ССР А. Т. Асланян. Он вкратце ознакомил участников с геологическим строением территории Армянской ССР и, в частности, с четвертичной геологией и подробно остановился на задачах данного симпозиума. Затем с приветственными словами выступили вице-президент АН Арм ССР, академик АН Арм.ССР В. В. Фанарджян и президент голоценовой комиссии ИНКВА проф. Л.—К. Кенигссон.

С научным докладом первым выступил А. Т. Асланян. Он остановился на вопросе о возрасте рельефа Армении, отметив в частности, что все крупные и средние эрозионные формы рельефа образовались в основном в нижнем и среднем плиоцене и существенно в меньшей мере—в верхнем плиоцене и антропогене. Докладчик показал, что горные массивы, высотой 1000—1500 м над уровнем моря, в Армении существовали уже по меньшей мере 5 млн. лет назад, а вероятнее 7—8 млн. лет назад.

Следующим выступил Л.—К. Кенигссон, который привел материал палинологических исследований керны скважины, пробуренных на островах Эланд, Готланд и Саарема. Возраст отложений, вскрытых этими скважинами датирован добореальным (субарктическим) периодом. Автор показал сходства и различия в развитии растительности этих островов, которые позволили сравнить тенденции развития культурных ландшафтов.

Доклад *М. И. Нейштадта* (в соавторстве со *Н. А. Стекловым*) (СССР), к сожалению, не состоялся из-за болезни *М. И. Нейштадта*. Текст доклада был размножен и роздан всем участникам симпозиума. В докладе авторы предлагают восстановить схему подразделений голоцена *Блитта-Сернандера* в ее первоначальном виде со следующими климатическими периодами: субатлантический, суббореальный, атлантический, бореальный, субарктический, арктический. Термин «пребореал» предлагается изъять, как некорректный. Для глобальных построений голоцен подразделяется на древний, ранний, средний и поздний, причем каждый период в свою очередь делится на 3 субпериода. Объем голоцена этими авторами устанавливается в 12000—10000 лет, причем промежуток времени от 12000 до 10000 лет рассматривается как переходное время от плейстоцена к голоцену.

*Л. Старкель* (Польша) в своем докладе отметил, что в польских Карпатах выделяются три периода, характеризующихся разной степенью влияния человека на флювиальные процессы в течение голоцена. В ранний (донеолитический) период голоцена (10300—6000 лет назад), отметил докладчик, формировались мощные аллювиальные толщи с грубозернистым материалом. Для второго периода (6000—XVIII век), имеющего несколько более коротких фаз, характерно наложение климатического и антропогенного факторов на флювиальные процессы. Начало третьего периода, по автору, относится к концу XVII и XVIII векам, что совпадало с экстенсивным земледелием, уменьшением запасов воды и началом индустриализации. Характерными чертами этого периода являлись изменения русел рек и тенденция к их развитию и высокому расходу воды.

*Ю. В. Саядян* (СССР), в своем выступлении, озеро Севан охарактеризовал как природный «климатограф» голоцена. Автор в частности отметил, что одной из самых важных и актуальных проблем голоценовой истории Армении и сопредельных областей является проблема истории развития озера Севан, ландшафтов его бассейна и места в ней человека. Комплексные исследования этой проблемы показывают, что развитие природных условий данной области в голоцене в первую очередь было обусловлено климатическими факторами. Основной закономерностью послеледниковой истории природы и материальной культуры следует признать ритмичность в их развитии. Изученные локальные особенности природных условий в Севанском бассейне в голоцене хорошо совпадают с региональными Кавказско-Черноморско-Каспийской области и могут быть сопоставлены с общерегиональными Русской равнины, Альп, Средиземного моря и даже глобальными.

*В. Ван-Зейст* (в соавторстве с *С. Боттема*) (Нидерланды) выступая, привел данные палинологических исследований и радиоуглеродных датировок, благодаря которым удалось восстановить историю растительности и климата в голоцене в Западном Иране и Восточной Турции. Он в частности отметил, что на данной территории в раннем голоцене климат был сухим и теплым, в среднем голоцене возросла гумидность

(из-за большого количества атмосферных осадков), а в позднем голоцене какие-либо изменения климата не установлены.

*С. Т. Еремян (СССР)* в своем докладе отметил, что в настоящее время можно считать установленным, что армяне являются аборигенами Армянского нагорья и носителями одного из диалектов протоиндоевропейских племен, населявших в V—III тыс. до н. э. территорию Армянского нагорья. Протекающий на территории Армянского нагорья процесс формирования армянского народа начался с IV—II тыс. до н. э. и завершился в конце VII в. до н. э. Процессе консолидации этнических образований Армянского нагорья в единый армянский народ сопровождался углублением социальной дифференциации и процессом классовообразования, приведших к созданию армянской государственности во главе с династией Ервандуни.

*Э. Недзялковская (Польша)* также не смогла принять участие в симпозиуме, но прислала тезисы доклада, в котором дана гранулометрическая характеристика верхнеплейстоценового аллювия р. Вислоки в Карпатах.

*К. Рыбничек (в соавторстве с Э. Рыбничковой) (Чехословакия)* выступил с докладом, в котором привел материал палинологических исследований и радиоуглеродных датировок голоценовых отложений Чехословакии. Авторами были выявлены местные стратиграфические аномалии—отсутствие среднеголоценовых осадков, т. е. среднеголоценовый стратиграфический hiatus. В докладе были изложены принципы рабочей гипотезы, объясняющей причину этого hiatus.

*К.—Е. Бэре (ФРГ)* выступая отметил, что на основании палинологических исследований выявлены древние фазы обитания человека. В диаграммах выделяются так называемые антропогенные индикаторы и в частности реакция кривой древесной пыльцы, позволяющая выявить влияние человека на природную среду. Причем, воздействие человека на растительность и ее палинологический состав, по мнению автора доклада, зависит не только от количества людей и поселений, но и от методов хозяйствования и уровня культуры.

*В. Ширмер (ФРГ)* также не смог принять участие в симпозиуме, но прислал тезисы доклада, в котором затрагиваются вопросы влияния климата и человека на развитие рек в голоцене.

*Т. Д. Бартош (СССР)*, к большому сожалению, перед симпозиумом трагически погибла. Ею были представлены тезисы весьма интересного доклада о маркирующих биостратиграфических горизонтах в карбонатных отложениях Европейской части СССР. Автором были изучены процессы карбонатакопления в голоценовых пресноводных водоемах, осадки которых содержат непрерывную информацию о смене палеоклиматических условий.

*Т. И. Васари (Финляндия)* в своем докладе изложил материал детальных био- и хемотратиграфических исследований, на основании которых были выявлены палеогидрогеологические изменения в болотах Северной Финляндии. Докладчик отметил, что формирование топогенных болот здесь началось в течение раннего (теплого) голоцена—в бо-

реальный период (9200—8000 лет назад), и первое появление болот относится к атлантическому периоду. Существенные смены гидрологических условий, несомненно связанные с климатическими факторами, произошли за последние 1000 лет.

*Л. К. Гогичайшвили* (СССР) выступая, привела данные споро-пыльцевого анализа об основных направлениях смены лесных биоценозов низменностей и предгорий Восточной Грузии в голоцене. Она отметила региональные и общие тенденции развития лесных биоценозов указанной территории.

*Ж. Л. Де Больё* (в соавторстве с *М. Рей* и *Ж. Клерк*) (Франция) в своем выступлении представил результаты палинологических исследований пяти опорных разрезов из Центрального Массива и Французских Альп, по которым выявлены смены растительности в течение позднеледникового времени и голоцена.

*Э. В. Ханзадян* (СССР) сделала доклад о центре горно-металлургического производства—городище Мецамор в эпоху поздней бронзы и раннего железа, расположенного в Араратской котловине. По автору, в эпоху ранней бронзы, Мецамор являлся одним из центральных поселений ранних земледельцев-скотоводов, имеющих относительно высокую культуру развития хозяйства. В эпоху поздней бронзы и раннего железа Мецамор становится одним из важнейших и своеобразных очагов металлургии с производством чистой меди, олова, свинца, золота, медно-свинцово-цинкового, медномышьяковисто-оловянного сплавов, бронзы и т. д.

*М.—Ф. Юо* (в соавторстве с *Д. Лефевр*) (Франция) в своем докладе привела данные о своеобразных отложениях, вскрытых скважинами в нижнем течении р. Сены. Авторами здесь были обнаружены известковые осадки (содержание  $\text{CaCO}_3$  от 40 до 80%) с очень малой плотностью (от 0,3 до 0,5), содержащих многочисленные фрустулы диатомовых, без цемента. Верхняя часть отложений представлена пресноводным торфом. Были выполнены литологические, палинологические исследования и датирование абсолютного возраста пород, по которым в разрезе выделяются три периода: атлантический, суббореальный и субатлантический.

*Н. С. Мамацашвили* (в соавторстве с *К. И. Чочиевой*) (СССР), выступая, сделал сообщение о находке пыльцы: *Podocarpus*, *Cedrus*, *Taxodium*, *Carua*, *Engelhardtia*, встреченных в голоценовых торфяниках Черноморской полосы Грузии, ранее не отмеченных выше карангата, а в настоящее время произрастающих в географически отдаленных от Кавказа флористических областях.

*А. Шуманский* (Польша) также не смог участвовать в симпозиуме, но прислал тезисы доклада, в которых говорится о влиянии человека на позднеголоценовое и современное аллювиальное осадконакопление.

*М. В. Кабайлене* (СССР) в своем докладе привела материал комплексных исследований котловины и озерных толщ, развитых в северо-западной части Европейской территории СССР. По автору, формирова-

ние этих котловин и озерных толщ связано с деятельностью ледника и его талых вод.

*Е. Д. Божилова (Болгария)* также прислала тезисы своего доклада о палеоэкологическом изучении озера Блатинца (Северо-Восточная Болгария), расположенного на стыке двух флористических провинций—Добруджи и побережья Черного моря.

*Г. А. Елина (СССР)* в своем сообщении показала прогрессирующую наступательность процесса заболачивания Карелии в голоцене. Анализ всех наборов видов торфа позволил автору рассчитать относительную частоту встречаемости во времени основных растительных категорий.

*И. У. Ульссон (Швеция)* в своем докладе изложила материал методологических исследований по радиоуглеродному датированию осадков озера Лонга Етшён. При этих исследованиях было учтено загрязнение осадков аллохтонным материалом.

*В. В. Кочегура (в соавторстве с А. А. Варданян, В. Ю. Кирьяновым, С. Н. Литасовой и Ю. В. Саядяном) (СССР)* сделал сообщение о вековых вариациях магнитного поля Земли по разрезу голоценовых отложений дельты реки Аргичи в бассейне озера Севан. Авторами был представлен новый дополнительный материал по неизученному региону для познания магнитных вариаций Земли в голоцене.

*К.—Д. Егер (ГДР)* в своем выступлении дал стратиграфическую характеристику типов голоценовых пойменных террас некоторых ландшафтов Центральной Европы. Он, в частности, остановился на вопросах биостратиграфии, геохронологии и палеогеографии времени формирования этих террас.

*П. И. Хорошев (СССР)* в своем докладе остановился на ресурсах торфа в СССР и дал характеристику торфа как основного органического сырья голоцена. Автор, в частности, отметил, что в голоцене на огромной территории СССР широко развивались болото- и торфообразовательные процессы, которые за какие-то 10—12 тыс. лет охватили площадь около 100 млн. га с образованием нередко мощных (до 10 м) залежей. По исследованиям автора основные торфяные залежи СССР расположены в таежной зоне. Крупнейшим в мире месторождением считается Васюганское, имеющее площадь около 5 млн. га. Общие торфяные ресурсы Советского Союза, по подсчетам автора, составляют около 250 млрд. тонн.

*Н. А. Стеклов (в соавторстве с Е. Д. Ильиной) (СССР)* в своем выступлении дал характеристику сапропеля как природного ресурса голоцена. Он отметил, что наиболее благоприятные условия для сапропеленакопления были в среднем и позднем голоцене. Сапропелевое сырье используется в качестве удобрения в земледелии, минерально-витаминной подкормки в животноводстве, а также в медицине, бальнеологии, ветеринарии, в строительстве (сапропелебетон) и в качестве компонентов промывочной жидкости при бурении.

*Э. В. Квавадзе и В. Г. Джейранашвили (СССР)* также не участвовали в симпозиуме, но прислали тезисы доклада, в котором говорится

о палинологических исследованиях разрезов аллювиальных, озерно-болотных и морских отложений, благодаря которым им удалось проследить динамику растительного покрова Гагринского хребта за последние 15 тыс. лет.

27 июля вечером состоялось заключительное заседание симпозиума, на котором была проведена дискуссия по докладам. По тем или иным актуальным вопросам выступил ряд ученых (В. Ван-Зейст, М. В. Кабайлене, Н. А. Стеклов, К. Рыбничек и др). С обобщающей речью выступили Л. Старкель и Л. К. Кенигссон.

Затем состоялось заседание Голоценовой Комиссии ИНКВА, которым руководил президент Комиссии Л.-К. Кенигссон. Он в своем выступлении дал оценку симпозиуму в Ереване и остановился на вопросах, которые затем были освещены в Москве на голоценовой секции XI Конгресса ИНКВА. Одновременно он сделал подробный отчет о работе Голоценовой Комиссии за период, истекший от X Конгресса, который состоялся в Англии в 1977 г. и представил на обсуждение ряд организационных вопросов, которые затем были рассмотрены на XI Конгрессе ИНКВА и утверждены Международным советом и одобрены Генеральной ассамблеей ИНКВА. С 28 по 30 июля состоялись научные экскурсии (А-9). Путеводитель по этим экскурсиям издан в Москве в 1981 г. на русском и английском языках. Основными маршрутами экскурсий явились: Ереван-Арзни-Чаренцаван-Севан; Ереван-Гарни-Гегард; Ереван-Эчмиадзин-Сардарапат-Мецамор, подробное описание которых приводится в путеводителе.

Содержание сделанных докладов и дискуссий, научные экскурсии и личные беседы с участниками симпозиума позволяют сделать некоторые основные выводы:

1. Организация симпозиума Комиссии ИНКВА по голоцену в Ереване была не случайная. Она была сделана по инициативе этой Комиссии, внимание которой давно приковано к голоценовой истории озера Севан, расположенного на стыке трех физико-географических провинций. Средиземноморской, Переднеазиатской и Евросибирской. В отложениях Севана, обнажившихся после искусственного спуска его вод на 18 м, записана его история, непосредственно связанная с изменениями климата и влиянием человека. Севан можно назвать природным «климатографом», посредством которого можно изучить климаты прошлого и предсказать их в будущем, что может принести огромную экономическую пользу.

2. На симпозиуме основными вопросами изучения голоцена явились вопросы хроностратиграфии, литологии и генезиса отложений, климатических изменений, тектоники, истории рельефа гидрологической сети, истории растительности и фауны, природной среды в целом и развития человеческого общества.

3. Симпозиум констатировал, что в настоящее время огромное значение придается исследованиям влияния природной среды на жизнедеятельность человека и развитие человеческого общества, взаимодейст-

вию хозяйственной деятельности и природной среды и его последствиям. Особое внимание уделяется влиянию уже сильно измененной природной среды на условия существования и жизнедеятельности человеческого общества. Было отмечено, что с самого начала появления человека на Земле началось его воздействие на природу, причем с каждым крупным этапом истории человечества интенсивность воздействия человека на природу возрастала так же, как возрастала численность населения и развивались методы хозяйствования в соответствующей культуре.

4. Деятельность человека, отмечалось на симпозиуме, протекает в определенных географических условиях, которые могут тормозить или стимулировать ее развитие. Среди основных компонентов среды обитания наибольшее значение имеет климат, развитие которого подчинено естественным ритмическим колебаниям разного порядка. От этих колебаний и при определенном влиянии человека в голоцене менялась природная среда.

5. Исследования проблемы голоцена очень сложны. Они требуют участия различных специалистов. Комиссия ИНКВА по голоцену выполняет весьма благотворную работу в этом направлении, объединяя на своих симпозиумах и конференциях специалистов различных стран. Кроме того, она способствует организации совместных исследований.

6. Симпозиум продемонстрировал тесное взаимное сотрудничество и усиление изучения голоцена, а также укрепление международных научных связей.

7. Симпозиум позволил подытожить исследования по основным направлениям голоцена некоторых регионов и в глобальном масштабе и представить основные результаты этих исследований XI Конгрессу ИНКВА.

Ю. В. САДЯН

