

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

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



## ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարգիբեյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղաբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), докт. геол.-мин. наук Ц. Г. Акопян, член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бидалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն

Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян. Об одной возможности оценки равновесной температуры в центре Земли . . . . . 3

В. И. Шмуратко. О разнообразии типов изверженных пород на планетах земной группы . . . . . 7

С. А. Паланджян, М. А. Сатян, Ж. О. Степанян. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа . . . . . 15

Ю. Г. Гукасян. Оливины из основных лав Арагацкого вулканического комплекса . . . . . 22

Р. А. Саркисян, Э. В. Ананян, А. В. Варданян, Г. Р. Мкртчян. К тектонике юго-восточного Зангезура . . . . . 30

Э. В. Ананян, А. З. Алтунян, М. С. Азизбекян. Крупная трещиноватость пород центральной части Гугарацких гор . . . . . 40

Г. О. Григорян, Р. А. Торосян. О внутреннем строении и механизме формирования рудных тел Ахталского барито-полиметаллического месторождения . . . . . 46

С. А. Григорян, П. М. Капелян. Оценка рудоносности северо-восточной части Азизбековского района Армянской ССР по вторичным ореолам рассеяния . . . . . 52

Т. Н. Кюрегян. Некоторые данные гидрогеохимических исследований на Дастакертском рудном поле . . . . . 62

Г. Б. Григорян. Геохимическая характеристика основных типов ландшафтов Лорийской котловины . . . . . 68

Краткие сообщения

С. О. Ачикгезян. Оруденение прожилково-вкрапленного типа на Шаумянском полиметаллическом месторождении . . . . . 76

А. А. Тамразян. Определение меди и молибдена в комплексных рудах рентгено-радиометрическим методом . . . . . 79

Ф. С. Геворкян. Принципы геоморфологического районирования Ширака по преобладающему комплексу экзогенных процессов . . . . . 84

И. Г. Хаханов. Вынос органического вещества реками Армянской ССР . . . . . 91

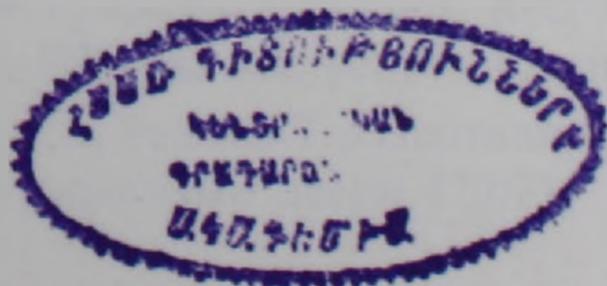
Г. Б. Нисанян. К вопросу о роли радиационного режима в тепловом балансе окружающей среды . . . . . 96

Научная хроника

К. М. Мурадян. Основные научные итоги Всесоюзного симпозиума «Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов» . . . . . 101

О. Г. Маданян, В. А. Игумнов. Пятое Всесоюзное совещание по термобарогеохимии . . . . . 104

В. А. Игумнов. Всесоюзное совещание, посвященное изучению Газлийских землетрясений . . . . . 105



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

**Բ Ո Վ Ս Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն**

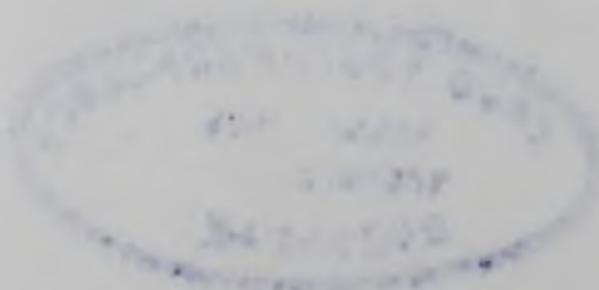
Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրագնդի կենտրոնի հավասարակշռված ջերմաստիճանի գնահատման մի եղանակի մասին . . . . .	3
Վ. Ի. Շմուրատկո. Երկրային խմբի մոլորակների վրա հրային ապարների բազմազանության մասին . . . . .	7
Ս. Ա. Փայանջյան, Մ. Ա. Սարյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան. Փոքր կովկասի օֆիոլիտային շարքի վուլկանիտների պետրոքիմիական բնութագիրը . . . . .	15
Յու. Գ. Ղուկասյան. Արագածի հրաբխային կոմպլեքսի հիմնային լավաների օլիվինները . . . . .	22
Ռ. Հ. Սարգսյան, Է. Վ. Անանյան, Ա. Վ. Վարդանյան, Ռ. Հ. Մկրտչյան Հարավ-արևելյան Զանգեզուրի տեկտոնիկայի շուրջը . . . . .	30
Է. Վ. Անանյան, Ա. Զ. Ալբունյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան. Գուգարաց լեռների կենտրոնական մասի ապարների լեռնոր ճեղքավորվածությունը . . . . .	46
Հ. Հ. Դերգոբյան, Ռ. Ա. Թուրոսյան. Ախթալայի բարիտ-բազմամետաղային հանքավայրի հանքամարմինների ներքին կառուցվածքի և ձևավորման մեխանիզմի մասին . . . . .	52
Ս. Ա. Դերգոբյան, Պ. Մ. Ղափանյան. Հայկական ՍՍՀ Ազիզբեկովի շրջանի հյուսիս-արև-վելյան մասի հանքաբերության գնահատականը ցրման երկրորդային եզրապսակ-ներով . . . . .	62
Տ. Ն. Կյուրեղյան. Դաստակերտի հանքային դաշտում կատարած հիդրոքիմիական հետա-զոտությունների որոշ տվյալներ . . . . .	62
Գ. Բ. Դերգոբյան. Լոռվա գոգավորության հիմնական լանդշաֆտային տիպերի գեոքիմիա-կան բնութագիրը . . . . .	68

**Համառոտ Հաղորդումներ**

Ս. Հ. Աշխիբզյան. Երակիկա-ցանավոր տիպի հանքայնացումը Շահումյանի բազմամե-տաղային հանքավայրում . . . . .	76
Ա. Ա. Թամրազյան. Կոմպլեքսային հանքանյութերում պղնձի և մոլիբդենի որոշումը ռենտ-գենոռագիոմետրական մեթոդով . . . . .	79
Ֆ. Ս. Դևոբյան. Շիրակի գեոմորֆոլոգիական շրջանացման սկզբունքները ըստ տիրապետող արտածին պրոցեսների համալիրի . . . . .	84
Ի. Գ. Խախանով. Օրդանական նյութի արտահոսքը Հայկական ՍՍՀ գետերի միջոցով . . . . .	91
Գ. Բ. Նիսանյան. Միջավայրի ջերմային հաշվեկշռում արեգակնային ճառագայթման ռե-ժիմի գերի հարցի շուրջը . . . . .	96

**Գիտական խոնհիկա**

Ֆ. Մ. Մուրադյան. «Ենթադրվող կիանոսյան հրաբխային գոտիների խորքային կառուցվածքը մազմատիզմը և մետաղածնությունը» Համամիութենական սիմպոզիումի հիմնական գիտական արդյունքները . . . . .	101
Հ. Գ. Մաղանյան, Վ. Ա. Իգումնով. Թերմոբարոգեոքիմիային նվիրված հինգերորդ Համա-միութենական խորհրդակցությունը . . . . .	104
Վ. Ա. Իգումնով. Գազլիի երկրաշարժերի ուսումնասիրությունը նվիրված Համամիութենա-կան խորհրդակցությունը . . . . .	105



УДК 551.2

А. Т. АСЛАНЯН

ОБ ОДНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ РАВНОВЕСНОЙ  
ТЕМПЕРАТУРЫ В ЦЕНТРЕ ЗЕМЛИ

Обозначим массу Земли  $M$ , радиус  $R$ , среднюю плотность  $\rho_m$ , центральную плотность  $\rho_c$ , гравитационную постоянную  $G$ , гравитационное ускорение на поверхности  $g = GM/R^2$ , плотность, молекулярный вес, температуру, гравитационное давление и тепловое давление на расстоянии  $r$  от центра соответственно  $\rho$ ,  $\mu$ ,  $T$ ,  $p$ , постоянную Больцмана  $k_0$ , массу единицы атомного веса  $m_0$ . Для гипоцентрального твердого ядра Земли примем значения массы в пределах  $\left(\frac{1}{60} \div \frac{1}{40}\right) M$ , радиус  $0,2 R$ , среднюю плотность в пределах  $2,3 \rho_m - 3 \rho_m$ , средневзвешенный (безразмерный) атомный вес  $A$  в пределах  $56 \div 84$ , плотность в центре в пределах  $(2,5 \div 3,5) \rho_m$ , возможный верхний предел гравитационного давления в центре, согласно неравенству Маркуса

$$P_c \leq \frac{3 g^2}{8 \pi G} \left( \frac{\rho_c}{\rho_m} \right)^{4/3},$$

в пределах  $5,27 - 9,13 kb$  [см. 2].

Рассмотрим состояние вещества внутреннего ядра Земли на основе уравнения Клапейрона

$$p = \frac{k_0}{m_0} \cdot \frac{\rho}{\mu} \cdot T, \quad (1)$$

учитывая, что оно применимо к идеальному газу и что в случае использования его для оценки состояния метеоритно-минерального вещества вместо  $\mu$  должен быть введен некоторый его эквивалент  $\mu_e$ , характеризующий такую модель этого вещества, которое состояло бы из частиц (квазичастиц), обладающих свойствами атомов идеального газа при условии, что на заданном расстоянии от центра планеты в (1) отношение  $T/\mu = const.$ , т. е. при минимизации  $\mu$  должен быть адекватно минимизирован также  $T$  и наоборот.

Для систем, состоящих из атомов различных элементов, в статистической физике пользуются понятием средневзвешенного (репрезентативного) безразмерного атомного веса, равного отношению числа всех нуклонов системы к числу всех атомов, включающих эти нуклоны (например, для ортооливина, формульная единица которого  $FeO \cdot MgO \cdot SiO_2$  включает 7 атомов и соответственно 172 нуклона, репрезентативный атомный вес  $\bar{A}$  равняется  $172/7 = 24,57$ , т. е. взамен 7 разнотипных атомов вводятся 7 однотипных атомов с усредненным весом  $172/7$ ). Изо-

бражая систему (молекулу, кристалл, породу и др.) в виде совокупности изолированных нейтральных атомов одного сорта, за молекулярный вес системы принимается репрезентативный атомный вес ее формульной единицы  $\bar{A} = \mu$ . Соответственно понятию репрезентативного атомного веса (массовому числу) вводится понятие эквивалентного зарядного числа (порядкового номера)  $\bar{Z}$  (для формульной единицы того же ортооливина зарядное число равняется отношению всех 84 электронов к 7 атомам, к которым принадлежат эти электроны, т. е.  $\bar{Z} = 84/7 = 12$ ).

Пользуясь указанными упрощающими понятиями и выражая молекулярный вес системы в виде соотношений

$$\mu = \frac{N_n + N_p}{N_a + N_e}, \quad (2)$$

$$\mu = C_\mu / C_v, \quad (3)$$

представим уравнение (1) в следующих двух выражениях

$$p = \frac{N_a + N_e}{N_n + N_p} \cdot \frac{k_0}{m_0} \cdot \rho T, \quad (4)$$

$$p = \frac{C_v}{C_\mu} \cdot \frac{k_0}{m_0} \cdot \rho T, \quad (5)$$

где  $N_a$  и  $N_e$  — число атомов и свободных электронов,  $N_n$  и  $N_p$  — число нейтронов и протонов в системе (в ядре планеты),  $C_v$  — удельная теплоемкость, а  $C_\mu = C_A$  — мольная (атомная) теплоемкость моделируемой системы. Для полностью ионизированного атома  $N_e = N_a Z$ . Поскольку вещество Земли состоит из тяжелых элементов, для которых  $N_n + N_p = 2(N_a + N_e)$ , то для этого вещества в состоянии полной ионизации  $N_e = N_a \cdot Z$  (2) дает  $\mu_{\min} = 2$ . Равным образом, по экспериментальным данным, для изверженных пород в согласии с законом Дюлонга-Пти в (3)  $\mu C_v = C_\mu = C_A = 6 \text{ кал}/(\text{г. атом. град})$ , причем здесь первый предельный случай  $\mu = 2$ ,  $C_v = 3 \text{ кал}/(\text{г. град})$ , соответствует состоянию полной ионизации атомов, а второй предельный случай ( $N_e = 0$ ,  $N_a \mu = N_n + N_p$ ) соответствует полному отсутствию ионизации атомов и согласно экспериментальным данным характеризуется для указанного выше оливинового вещества и всех тяжелых изверженных пород величинами порядка  $\bar{\mu} = 20-24$ ,  $C_v = 0,3-0,25 \text{ кал}/(\text{г. град})$  [см. 6]. С геофизической точки зрения, в первом предельном случае ( $\mu \simeq 2$ ,  $2Z \simeq A$ ) атомы подвергаются ионизации под воздействием высоких давлений, если температура ниже критического значения [см. 2].

$$T_{kp} = \frac{\rho_0 m_0^{1/2} \rho Z^{1/3}}{k_0 A^2} \simeq 15.000 Z^{1/3} \text{ } ^\circ\text{K}. \quad (6)$$

Если центральное ядро Земли состоит из тяжелых элементов, например, железа, то полагая в (6)  $A = 56$ ,  $Z = 26$ ,  $\rho = 13 \text{ г}/\text{см}^3$ ,  $\mu = 2$ ,  $\rho_0 = 5,07 \cdot 10^{12} \text{ дин}/\text{см}^2$  (универсальная постоянная в модели вырожден-

ного газа Томаса-Ферми), получаем  $T_{кр} \simeq 45.000^\circ\text{K}$  (для модели  $Z=36$ ,  $T_{кр} = 50.000^\circ\text{K}$ ).

Предположим, что температура в центральном ядре Земли значительно ниже, чем это следует из уравнения (6) и допустим, что экспансивное тепловое давление ядра уравновешивает гравитационное давление

$$P = \frac{1}{2} \rho \frac{GM}{R} \left(1 - \frac{r^2}{R^2}\right). \quad (7)$$

Сравнивая попарно (4), (7) и (5), (7) и полагая  $P = p$ , получим равновесную температуру  $T_e = T$  в гипоцентральной твердой ядре Земли на расстоянии  $r$  от его центра

$$T_e = \frac{N_n + N_p}{N_a + N_e} \cdot \frac{m_0}{k_0} \cdot \frac{GM}{2R} \left(1 - \frac{r^2}{R^2}\right), \quad (8)$$

$$T_e = \frac{C_p}{C_v} \cdot \frac{m_0}{k_0} \cdot \frac{GM}{2R} \left(1 - \frac{r^2}{R^2}\right). \quad (9)$$

В соответствии с вышеуказанными соображениями, полагая первые множители в (8) и (9) равными 2 и подставляя известные значения  $k_0/m_0 = 8,314 \cdot 10^7$  эрг/(град.моль) (универсальная газовая постоянная) и значение для Земли  $GM/R = 63 \cdot 10^{10}$  см<sup>2</sup>/сек<sup>2</sup> (квадрат первой космической скорости), получим для центра Земли ( $r=0$ ) значение равновесной температуры  $(T_e)_c = 7500^\circ\text{K}$ , а для поверхности центрального ядра, на расстоянии  $0,2 R = 1280$  км от центра,  $T_e = 7200^\circ\text{K}^*$ .

Согласно (1) и (7) температура  $T_c = 7500^\circ\text{K}$  соответствует давлению в центре Земли  $P_c = 4,03 \cdot 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup> и плотности  $\rho_c = 12,87$  г/см<sup>3</sup> и не противоречит также модели Земли с  $\rho_c = 19,31$  г/см<sup>3</sup> и  $P_c = 6,08 \cdot 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup>.

Согласно теореме вириала Земля сжимается [см. 1]. Если сжатие происходит в основном за счет уплотнения верхней половины мантии, занимающей половину объема планеты, а объем ядра меняется в незначительной мере [см. 3], то указанные значения равновесной температуры ядра должны быть близки к реальным их значениям.

Обращаясь к особенностям модели земного ядра с параметром  $\mu=2$ , следует отметить, что все атомы в этой модели полностью ионизированы, электронный газ находится в вырожденном состоянии и ре-

\* Формулы (8), (9) могут быть записаны для центра Земли в виде  $T_c = \rho m_0 GM / 2 k_0 R$ , а формула (7) в виде  $P_c = \rho_c GM / 2 R$ .

В геофизической литературе для оценки центральной температуры планет иногда привлекается заимствованная из астрофизической литературы формула  $T_c = \rho m_0 GM / k_0 R$ , которая выводится из предположения, что гравитационное давление в центре звезды равняется  $4 GM \rho_m / R = P_c$  ( $\rho_m$  — средняя плотность звезды) и уравновешивается газовым давлением  $k_0 \rho_c T_c / m_0 \mu = P_c$ , т. е. здесь в очень грубом приближении положено  $\rho_c = 8 \rho_m$ , что при  $\mu=2$  приводит для Земли к значению  $T_c = 15 000^\circ\text{K}$  (см., например, 4, стр. 46).

шающий вклад в тепловое давление вносят голые атомные ядра, которые в море вырожденного электронного газа ведут себя наподобие атомов (квазичастиц) идеального газа, обладающих тремя степенями свободы поступательного движения ( $C_v = 3$ ; формулы 3, 5, 9). При этом имеется в виду, что вырожденный электронный газ лишен способности аккумулировать тепло и приходящаяся на его долю тепловая энергия распределена по вкрапленным в него атомным ядрам [см. 4]. Использование уравнения Клапейрона в рассматриваемой задаче становится правомерным лишь для модели, состоящей из частиц типа не взаимодействующих атомов идеального газа.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 26.X.1976.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԵՐԿՐԱԳՆԻԻ ԿԵՆՏՐՈՆԻ ՀԱՎԱՍԱՐԱԿՇՌՎԱԾ ԶԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆԻ  
ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ ՄԻ ԵՂԱՆԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում ապացուցվում է, որ երկրագնդի կենտրոնում հավասարակշռված ջերմաստիճանը պետք է գնահատվի

$$T_e = \frac{C_{\mu}}{C_v} \cdot \frac{m_0}{k_0} \cdot \frac{GM}{2R}$$

բանաձևի համաձայն:

Տեղադրելով մոլյար ջերմունակության ( $C_{\mu}$ ), տեսակարար ջերմունակության ( $C_v$ ), ջրածնի ատոմի մասսայի ( $m_0$ ), Բոլցմանի հաստատունի ( $k_0$ ), երկրի զանգվածի ( $M$ ), շառավղի ( $R$ ) և գրավիտացիոն հաստատունի արժեքները և, ելնելով Դյուլոնգի-Պտիի բանաձևից բխող  $C_{\mu}/C_v = 2$  արժեքից, ստանում ենք  $T_e = 7500^{\circ}\text{K}$ .

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Термо-гравитационный критерий изменения объема Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1976.
2. Вильдт Р. Внутреннее строение планет. В сб. «Планеты и спутники». Изд-во ИЛ, М., 1963.
3. Джеффрис Г. Земля. Изд-во ИЛ, М., 1960.
4. Каплан С. А. Физика звезд. Изд-во «Наука», М., 1970.
5. Schatz J. F., Simmons G. Thermal conductivity of earth materials at high temperatures. Journ. Geophys. Res., 77, 1972.

УДК 551.21

В. И. ШМУРАТКО

О РАЗНООБРАЗИИ ТИПОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД  
НА ПЛАНЕТАХ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Среди многочисленных проблем, связанных с природой планет земной группы, в последнее время большое значение приобрели вопросы морфологии, тектоники и вещественного состава их литосфер. Уже сейчас имеется обширный фактический материал, в значительной степени изменивший и дополнивший наши прежние представления о морфологии поверхности и структурах Луны и Марса, что позволило приступить к решению многих сравнительно-планетологических задач. Среди них далеко не последняя роль принадлежит вопросу о разнообразии типов горных пород, слагающих морфоструктуры планет. В поисках ответа на этот вопрос мы вынуждены пока апеллировать, главным образом, к достижениям теоретической планетологии и, разумеется, геологии, как наиболее развитой ее части.

В основе современной планетологии лежат два принципа. Во-первых, постулат о том, что темпы развития планеты, сложность ее внутреннего строения, степень дифференцированности литосферы (коры) — все эти и многие другие особенности эволюции планеты обусловлены ее размерами, массой, плотностью, астрономическим положением в Солнечной системе и ротационным режимом. Второе положение является более общим — это принцип развития от простого к сложному. Указанные принципы, доведенные до логического конца, имеют множество важных следствий, которые стали составными элементами концепции стадияльного развития планет земной группы [1, 7, 8, 22, 23]. Главный вывод теории стадияльного развития состоит в утверждении, что планеты за время своего существования прошли далеко не равный эволюционный путь. Меньшие по размерам и массе планеты достигли, в сравнении с большими, лишь примитивных стадий структурной и геохимической дифференциации. На эволюционной лестнице планеты земной группы располагаются в следующей последовательности: Луна, Меркурий, Марс, Венера, Земля. Собственно геологической стадии развития планета достигает лишь в результате образования на ее поверхности осадочного «чехла», т. е. в результате сложного взаимодействия трех верхних оболочек: каменной, водной и газовой. На Луне, например, геологическая стадия отсутствует. «По этой причине на Луне, а может быть и на Марсе, не могли возникнуть условия для образования и распространения такого широкого спектра горных пород, каким обладает литосфера Земли» [22]. Венера является единственной планетой, размеры, масса и плотность которой близки к соответствующим параметрам Земли. Однако эти планеты в значительной степени отли-

чаются друг от друга, что убедительно показано в работе [8]. Венера тем и интересна, в частности, что она—хороший пример важности характера ротационной динамики и величины расстояния планеты от Солнца.

Мысль о широком распространении в пределах литосфер всех планет земной группы магматических горных пород основного и ультраосновного состава принципиальных возражений не вызывает. Поэтому вопрос о разнообразии типов горных пород, свойственных верхней оболочке той или иной планеты, можно ограничить рассмотрением кислых пород, близких по составу земным гранитам. В связи с этим особый интерес представляет опыт изучения гранитов земной коры—проблема первичной природы гранитной магмы. Проблема гранитов живо обсуждается уже вторую сотню лет, однако до сих пор среди геологов нет по этому вопросу единого мнения. Возникает сомнение в принципиальной возможности решения данной проблемы в рамках традиционных геологических методов. Экспериментальные исследования, несомненно, позволят выяснить все условия, необходимые для формирования ювенильных гранитных магм, но вряд ли они смогут доказать, осуществлялись ли такие условия в недрах Земли на ранних этапах ее геологической истории.

В настоящее время многие геологи склоняются к мысли о невозможности возникновения ювенильных гранитов в больших количествах. Появление того или иного типа магм не зависит от специфики тектонических особенностей даже таких мегаструктур, как материки и океаны, что говорит о больших глубинах формирования магматических расплавов, где уже несущественны различия между континентальным и океаническим типами коры. Важно, что исключением из этого правила являются кислые магмы, которые связаны исключительно с корой континентального типа. Достоверно доказанные ювенильные граниты не удалось найти ни в пределах глубоко эродированных областей древних складчатостей, ни в пределах океанических островных дуг [20, 21].

В связи с проблемой «магматизм—тектоника» Ю. М. Шейнман [21] разделил первичные магмы на мантийные и коровые. В первую группу вошли ультраосновные, основные и андезитовые магмы, во вторую—гранитоидные.

Очевидно, что формирование всех типов мантийных магм никак не связано с экзогенными факторами, которые весьма разнообразны и специфичны на каждой планете, а целиком определяется эндогенными условиями. В петрографии давно известна закономерность, согласно которой генезис гранитов тесно связан только с тектонической активностью, складчатостью и горообразованием, в то время как огромные массы базальтов встречаются в связи с самыми различными тектоническими режимами. Можно, по-видимому, считать, что становление коровых магм ограничено некоторым сочетанием специфических условий атмо-гидросферы, тектонической активности и градиента тектонических движений. Эти условия, в свою очередь, зависят от энергетичес-

кого потенциала планеты, которая может стать тектонически активным телом, лишь превысив некоторую критическую величину диаметра и массы. Прекрасное обоснование физической сущности этого явления для рубежа «астероид (атектоническое тело)—планета (тектоническое тело)» дано в работе [12]. Условия, при которых происходят формирование атмо-гидросферы и активизация эндогенных (тектонических) сил, необходимых и достаточных для «перехода» планеты на следующую стадию развития, появляются позже, при дальнейшем «увеличении» размеров и массы планеты. Можно, следовательно, наметить второй естественный рубеж, отделяющий тектонические планетные тела, кора которых формируется исключительно мантийными магмами, от планет, в геологической истории которых, наряду с мантийными, существенную или даже определяющую роль играют и коровые (гранитоидные) магмы. Исходя из предполагаемых условий формирования состава литосфер, планеты земной группы можно разделить на две подгруппы—планеты лунного (Луна, Меркурий, Марс) и земного типа (Земля, Венера).

Из сказанного вытекает, что именно мантийные магмы и кристаллические породы, им соответствующие, следует рассматривать как необходимый феномен планет земной группы в том смысле, что они, и только они, являясь продуктом первичной дифференциации вещества планеты, создают их литосферы. По мере увеличения массы (при переходе от одной планеты к другой) до некоторой критической величины, разнообразие типов горных пород, слагающих кору планеты, не выходит за рамки группы мантийных магм. Изученность условий генерации отдельных типов мантийных магм не позволяет пока судить о характере зависимости состава коры (в спектре мантийных магм) от массы и размеров данной планеты. Допустимы две возможности: либо качественное разнообразие мантийных магм является непрерывной функцией массы планеты, либо все или некоторые, вполне определенные, типы мантийных магм принимают участие в формировании коры независимо от массы планеты. В первом случае петрография планет лунного типа будет все более разнообразной при переходе от Луны к Марсу. Если верно второе предположение, Луна, Меркурий и Марс не должны существенно отличаться друг от друга по качественному разнообразию магматических горных пород.

При массе планеты больше критической появляются физические условия и принципиальная возможность для возникновения кислых коровых магм. Разнообразие горных пород резко возрастает, литосфера планеты обогащается осадочно-метаморфическими и гранитоидными формациями.

Таким образом, литосферы планет лунного и земного типов качественно различны, т. к. в ходе эволюции планетного вещества для первых «допустимы» лишь горные породы, являющиеся продуктами мантийных магм, в то время как для вторых возможны и коровые (гранито-

идные) магмы и, следовательно, не исключено формирование коры «гранитного» типа.

Мы еще не располагаем точными данными о составе горных пород литосферы Марса—планеты, представляющей, с нашей точки зрения, наибольший интерес, т. к. по массе и размерам эта планета находится ближе всего к тем критическим параметрам, которые разделяют планеты лунного и земного типов. Исследования последних лет [13—15, 19, 24] показали значительную геохимическую и магматическую дифференциацию литосферы Марса. Наличие разнообразных вулканогенных морфоструктур на Марсе, видимо, может свидетельствовать о существовании в недрах планеты (по крайней мере, на каком-то этапе развития) условий для формирования широкого спектра мантийных магм, вплоть до андезитовых. В этом отношении Марс принципиально отличается от Луны, где разнообразие мантийных магм, судя по имеющимся материалам, значительно меньше. С другой стороны, на Марсе, очевидно, отсутствуют условия для становления мощного осадочного чехла, а также тектонические режимы, подобные геосинклинальным режимам земной коры. Это коренное отличие Марса от Земли дает возможность использовать в дальнейшем Марс как природную лабораторию для решения проблемы первичной природы гранитных магм. Наличие, например, гранитов в литосфере Марса в планетарном масштабе—это серьезный аргумент в пользу представлений о ювенильном происхождении гранитов.

Телевизионная съемка с «Маринера-10» подтвердила предвиденное с точки зрения теории стадияльного развития сходство морфоструктур поверхности Меркурия и лика Луны [1]. Предварительные расчеты показали, что в месте посадки спускаемого аппарата станции «Венера-8» горные породы содержат 4% калия,  $2 \cdot 10^{-4}$  % урана и  $6,5 \cdot 10^{-4}$  % тория, что напоминает земные андезиты и граниты ( $1,8 \cdot 10^{-4}$  % урана и  $7 \cdot 10^{-4}$  % тория—в средних породах; 3,34% калия—в кислых [5]). Значительно больше за последние годы мы узнали о петрографии лунной поверхности. Фактически установленные на Луне изверженные горные породы—габбро, анортозиты, базальты соответствуют группе мантийных магм, указывая на сравнительно небольшую степень дифференциации вещества Луны, что находится в согласии с ее небольшими размерами и массой.

Среди косвенных показателей химического состава горных пород литосферы Марса в последнее время наиболее важными следует считать результаты экспериментов автоматических межпланетных станций. Эксперимент по инфракрасной спектроскопии на «Маринере-9» позволил выявить наличие силикатных минералов в составе атмосферной пыли Марса. Сравнение инфракрасных спектров, зарегистрированных интерферометром «Маринера-9», с лабораторными спектрами пропускания минеральной пыли исключает присутствие в составе марсианской пыли чистого кварца, слюд и минералов с низким содержанием кремнезема. Методика исследований еще не дает достаточно высокой

точности; содержание  $SiO_2$  оценено в 50—70% [19]. Интервал неопределенности настолько велик, что охватывает весьма обширную группу породообразующих минералов (плагноклазы от альбита до битовнита, калинатровые полевые шпаты, многие пироксены, некоторые амфиболы) и магматических горных пород (дациты, андезиты, кварцевые базальты). Сравнение кривой нормального альбеда поверхности Марса и типичных спектров отражения раздробленных изверженных пород [14] показывает, что грунт светлых областей вероятнее всего по составу отвечает андезиту (при размерах частиц грунта около 200 мкм), а грунт темных областей—базальту (при тех же или несколько меньших размерах). Таким образом, единственный несомненный результат состоит в заключении о большей геохимической дифференциации вещества марсианской коры по сравнению с корой Луны. На поверхности Марса отсутствуют значительные объемы пород гранитного состава. Известно, однако, что вязкие кислые магмы, в отличие от базальтовых, образуют преимущественно не эффузивные постройки, а интрузивные тела, не выходящие на поверхность. Это необходимо учитывать.

Сравнительно-геологический анализ с позиций теории стадияльного развития заставляет предположить, что существенная роль гранитов в жизни литосферы Марса маловероятна [1]. В противоположность этому, уже давно [25] высказано предположение о существовании кислых эффузивов на Марсе. В последнее время эта гипотеза получила поддержку в работах П. Н. Кропоткина [9, 10, 11]. Анализируя частоты встречаемости различных уровней на профиле по  $21^\circ$  с. ш., П. Н. Кропоткин пришел к выводу о бимодальности гипсографической кривой Марса; разность уровней главных максимумов ( $\Delta H$ ) составила 4,9 км, т. е. больше, чем для Земли ( $\Delta H = 3,2$  км, при условии удаления всей океанической воды) и Луны ( $\Delta H \approx 3$  км). Основываясь на принципе изостазии и приведенных данных, П. Н. Кропоткин предположил наличие двух типов коры на Марсе, аналогичных земным—«гранитному» и «базальтовому», считая, что светлые области Марса сложены лейкократовыми породами, близкими по составу к гранитам. Позднее, когда У. Хартманном [4] была построена гипсографическая кривая для всей поверхности Марса, подтвердилось предположение о бимодальности кривой, но выяснилось, что  $\Delta H$  для Марса так же, как для Луны и Земли, равно 3 км. Совпадение  $\Delta H$  для трех изученных в этом отношении планет заслуживает внимания и, возможно, таит в себе объяснение общих закономерностей дифференциации вещества планет.

Совершенно естественным с позиций теории изостазии представляется вывод о существовании двух типов марсианской коры. Однако трудно согласиться с предположением, что один из них по составу и геологической роли является аналогом земной коры «гранитного» типа и сложен кислыми породами. По крайней мере из сравнения  $\Delta H$  гипсографических кривых Земли, Луны и Марса это не следует, т. к. характер рельефа Луны с этой точки зрения не отличается от земного, а на Луне, как показали экспедиционные исследования, граниты как пла-

нетарное явление отсутствуют. Следует учесть также неравноценность имеющихся данных. Построенная Р. Болдуином [3] гипсографическая кривая отражает характер рельефа всего лишь 25% площади Луны. Различен интервал построения кривых: для Земли—200 м, для Луны—800 м, для Марса—1000 м.

Помимо разности средних уровней  $\Delta H$ , не меньшего внимания заслуживает еще одна особенность глобального рельефа планет—соотношение площадей положительных и отрицательных мегаструктур. Как известно, на Земле преобладающей формой мегарельефа является океан. Площадь океанической земной коры примерно вдвое больше суммарной площади континентов. Соотношение в пользу океанов сохранялось, вероятно, на протяжении всей обозримой истории земной коры [12]. На Марсе и Луне картина противоположная: отношение море—суша меньше единицы. Гипсографическая кривая показывает, что для Марса оно равно 0,8. Исследования «Маринера-9» выявили «наличие как бы единого «материка» в южном полушарии и единого «океана» в северном» [4]. Характерная особенность лунной коры состоит в еще большем преобладании площади «материков». Лунные моря покрывают всего 17% поверхности Луны. В литературе уже обращалось внимание на крайнюю однородность лунной коры [16].

Различное соотношение море—суша на Земле, с одной стороны, и на Луне и Марсе, с другой, отражает, на наш взгляд, качественно более высокую степень дифференциации вещества Земли, в отличие от Луны и Марса. Анортозиты, высокоглиноземистые базальты и другие породы материковой лунной коры являются, несомненно, продуктами первичной дифференциации протопланетного вещества. На первом этапе развития Луны возникла единая кора материкового типа, которая позднее была нарушена излияниями морских базальтов [1]. На этом дифференциация вещества лунной коры практически завершилась, о чем говорит древний возраст исследованных образцов лунных пород. В результате, на Луне сравнительно более кислый дифференциат (так называемый «лунарит»), по-видимому, играет в строении коры роль субстрата, на котором «плавают» линзы морского базальта («лунабаз»). Как показывают сейсмические исследования и расчеты, суммарная мощность базальтов в Океане Бурь, например, составляет около 25 км.

Примерно такое же структурное положение в общей схеме строения коры на Земле занимает гранито-гнейсовый комплекс континентальных блоков, «плавающий» на базальтовом океаническом субстрате. Средняя мощность гранитного слоя континентов 41 км [6]. Гранитно-метаморфические «линзы» земной коры, имея меньшую, чем породы «базальтового» слоя, плотность, являются положительными мегаформами рельефа Земли, возвышаясь в среднем на 4,9 км над уровнем океанического дна. Лунные моря, сложенные более плотными, чем окружающий их «лунарит», породами, напротив, представляют собой

отрицательные мегаструктуры лунного рельефа, погруженные в материковый субстрат.

Таким образом, в масштабе структур первого порядка в историко-геологическом аспекте, лунные моря занимают положение, аналогичное земным материкам. Подобно гранитному слою континентальной земной коры они залегают стратиграфически выше преобладающего «лунаритового» типа коры. Земля—геологически наиболее развитая планета, по характеру преобладающего типа коры является планетой океанической. Луна, стоящая на низшей ступени геологической эволюции, планета материковая.

Высказывалась гипотеза о существовании на Земле в начальный период ее истории единой анортозитовой коры. Гипотеза эта нуждается в огромном количестве фактических доказательств [2]. Однако «останцы» первичной анортозитовой (или любой другой) коры вряд ли сохранились в первоначальном виде, если учесть длительную и многоплановую последующую эволюцию литосферы Земли. С другой стороны, независимо от интерпретации, несомненным остается факт преобладания материкового типа коры, который в этом случае оказывается первичным элементом эволюции,—на Луне и Марсе и противоположного соотношения указанных мегаструктур на Земле.

Все сказанное позволяет допустить, что мегаструктуры марсианской коры по типу и вещественному составу скорее напоминают лунные, чем земные. Вряд ли следует ожидать, что граниты на Марсе могут иметь планетарное распространение.

Одесский государственный университет

Поступила 4.IV.1976.

Վ. Ի. ՇՄՈՒՐԱՏՅԱՆ

ԵՐԿՐԱՅԻՆ ԽՄԲԻ ՄՈՆՈՐԱԿՆԵՐԻ ՎՐԱ ՀՐԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ  
ԲԱԶՄԱԶԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Լուսնային և Երկրային տիպի մոլորակների լիթոսֆերաները որակապես տարբեր են, քանի որ մոլորակային նյութի էվոլյուցիայի ընթացքում առաջինների համար «թուլլատրելի են» միայն մանտիային մագմաներից բյուրեղացած լեռնային ապարներ, մինչդեռ Երկրորդների համար հնարավոր են նաև կեղևային (գրանիտոիդային) մագմաներ: Մարսյան կեղևի մեգաստրուկտուրաները նյութական կազմով և տիպով ավելի շուտ հիշեցնում են լուսնայինը, քան Երկրայինը: Համեմատական հրկրաբանական անալիզը, Երկրային խմբի մոլորակների ստադիալ զարգացման տեսության դիրքերից ելնելով, թույլ է տալիս ենթադրելու, որ գրանիտային նյութը Մարսի լիթոսֆերայում քիչ հավանական է: Ծով-ցամաք հարաբերությունը Երկրի ( $\sim 2$ ), Լուսնի և Մարսի ( $< 1$ ), ցույց է տալիս վերջիններիս համեմատ Երկրի նյութի դիֆերենցման ավելի բարձր աստիճանը: Երկիրը Երկրաբանական տեսակետից ամենազարգացած

մոլորակն է Երկրային խմբի մեջ և կեղևի գերակշռող մասի բնույթով «օվկիանոսային» տիպի մոլորակ է: Հուսինը, որը գտնվում է Երկրաբանական զարգացման ամենաստորին աստիճանի վրա, «մայրցամաքային» տիպի մոլորակ է:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бенеш К. и др. Тенденции развития планет земной группы. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1975.
2. Богатилов О. А. Анортозиты Земли и Луны—опыт сравнения. Сер. «Итоги науки и техники». Геохимия. Минералогия. Петрография. Т. 7, ВИНТИ, М., 1973.
3. Болдуин Р. Фигура Луны и новая гипсометрическая карта. В сб.: «Фигура Луны и проблемы лунной топографии». «Наука», М., 1968.
4. Бронштэн В. А. Новые исследования Луны и планет. Астрон. календ. Переменная часть. Вып. LXXVIII, «Наука», М., 1974.
5. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
6. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. «Наука», Л., 1968.
7. Каттерфельд Г. Н. Проблемы сравнительной планетологии и стадии развития планет земной группы. V совещ. по пробл. планетологии 10—15 мая 1965 года, Л., 1965.
8. Каттерфельд Г. Н., Бенеш К. Планетологическое сравнение Венеры и Земли. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1972.
9. Кропоткин П. Н. Три типа рельефа планеты Марс. Геотектоника, № 5, 1971.
10. Кропоткин П. Н. Изостазия и рельеф Земли, Луны и Марса. Докл. АН СССР, т. 206, № 6, 1972.
11. Кропоткин П. Н. Глыбовые тектонические структуры на Марсе. Геотектоника, № 3, 1973.
12. Личков Б. Л. К основам современной теории Земли. Л., 1965.
13. Мак-Коли Дж. и др. Геология Марса: предварительный отчет по данным «Маринера-9». В сб.: «Новое о Марсе». «Мир», М., 1974.
14. Мороз В. И. О структуре марсианского грунта по оптическим и инфракрасным наблюдениям. Космич. исследования, т. XIV, вып. 1, 1976.
15. Саган К. и др. Переменные детали на Марсе: предварительные результаты телевизионного эксперимента на «Маринере-9». В сб.: «Новое о Марсе». «Мир», М., 1974.
16. Суханов А. Л. Вулканические формы на Луне. В кн.: «Вулканизм и тектоника Луны». Тр. ГИН, вып. 262. «Наука», М., 1974.
17. Трифонов В. Г., Флоренский П. В. Геологическое сравнение Луны и Земли. В кн.: «Проблемы геологии Луны». М., 1969.
18. Трифонов В. Г. Геология лунных морских впадин. В кн.: «Вулканизм и тектоника Луны». «Наука», М., 1974.
19. Хачел Р. и др. Инфракрасная спектроскопия Марса с «Маринера-9». В сб.: «Новое о Марсе». «Мир», М., 1974.
20. Шейнманн Ю. М. Есть ли ювенильные граниты? Сов. геология, № 1, 1963.
21. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», М., 1968.
22. Beneš K. Geologische Betrachtungen an Mondgesteinsproben.— „Geology“, Ig. 21, № 3, 1972.
23. Katterfeld G. N., Beneš K. On the comparative geology of planets and the term planetology.— „Problems of Planetology“, v. 1, Ostrava, 1967.
24. Masursky H. An overview of geological results from Mariner-9.— „J. Geophys. Res.“, v. 78, № 20, 1973.
25. Tombaugh C. W. Geological interpretations of the markings on Mars.— „Astr. Journ.“, v. 56, № 6, 1950.

УДК 552.23.11

С. А. ПАЛАНДЖЯН, М. А. САТЯН, Ж. О. СТЕПАНЯН

К ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ВУЛКАНИТОВ  
ОФИОЛИТОВЫХ СЕРИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Среди компонентов региональных офиолитовых серий вулканиты, и прежде всего петрохимические их особенности, остаются наименее изученными. Между тем трудно переоценить их значение для палеотектонической типизации офиолитов [13]. Авторы учитывают проблематичность представлений о формировании и эволюции офиолитов и рассматривают полученные результаты лишь как начало специальных исследований, преследующих цель реконструкции обстановки накопления офиолитовой ассоциации.

В основу сообщения положены авторские материалы. Представительный материал был собран по обоим офиолитовым поясам—Севанскому и Вединскому (Еревано-Ордубадскому). Используются также анализы, опубликованные А. Х. Мнацаканян и С. Б. Абовяном [1, 9].

Вулканические породы ассоциируют с радиоляритами и другими кремнистыми породами, что является основанием для отнесения их к кремнисто-вулканогенному типу формаций [12]; в петрографических исследованиях эти породы рассматриваются как спилит-диабазовая формация [10]. Мы не будем касаться довольно широко обсуждаемого вопроса о стрессии и возрасте вулканогенно-осадочных комплексов офиолитовых серий региона [1, 2, 3, 5, 6, 9, 10, 11, 12], поскольку в нашу задачу входит обсуждение лишь вопросов петрохимии вулканитов.

Прежде всего подчеркнем преобладание среди вулканитов Севанского хребта базальтовых и андезитово-базальтовых разностей, более кислые разности с содержанием  $SiO_2$  до 58,5% относятся к кварцевым диабазам с переменным количеством модалного кварца. Следует также обратить внимание на развитие в кровле кремнисто-вулканогенной формации таких пород, как кератофиры, туфы альбитизированных дацитов. Имеющиеся анализы (табл. 1) представительно характеризуют главные типы вулканогенных пород, сравнительно более детально изучены кварцевые диабазы, локально развитые в районе сс. Кариман, Кясаман.

Принадлежность вулканитов к толеитовой или известково-щелочной серии (в понимании А. Миасиро) может быть выяснена по соотношениям  $SiO_2 - FeO + MgO$  и  $FeO + FeO^+ / MgO$  (здесь и далее  $FeO^+$  — сумма закиси и окиси железа, приведенная к  $FeO$ ). Как видно из диаграмм (рис. 1—Б и В)<sup>1</sup>, подавляющее большинство севанских вулкани-

<sup>1</sup> В диаграммах на рис. 1—5 использованы содержания компонентов в пересчете на «безводный» состав.

тов располагается в поле развития толеитовых серий; несколько отклоняются от этой закономерности кварцевые диабазы. По ряду особенностей эволюции химизма (изменение содержаний  $SiO_2$ ,  $FeO^+$  при фракционной кристаллизации) севанские толеиты сходны с вулканита-

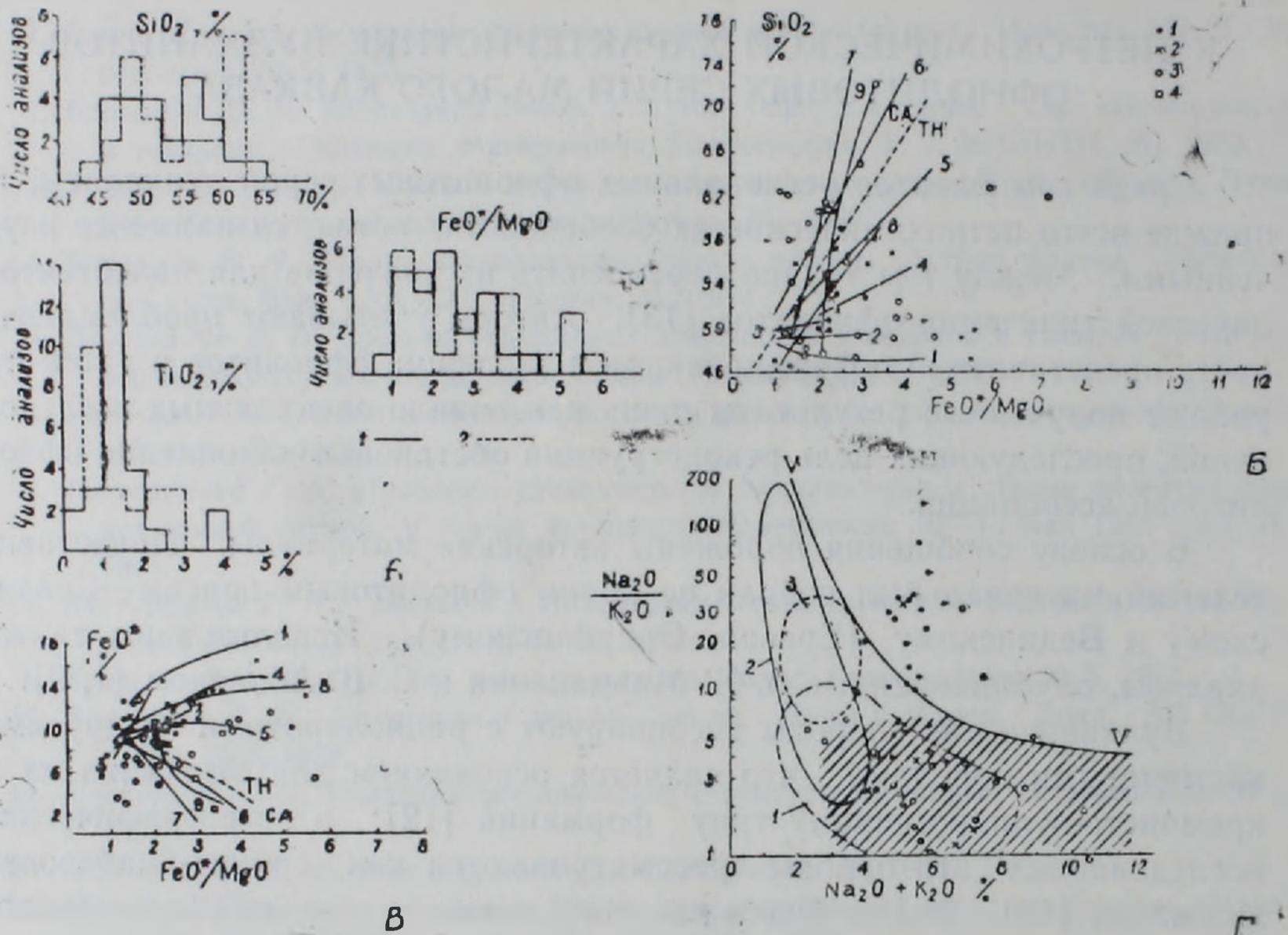


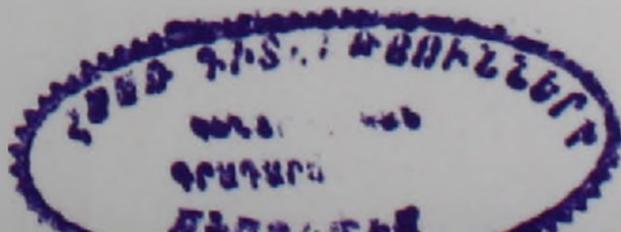
Рис. 1. А. Гистограммы распределения  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO^+ / MgO$  в вулканических породах офиолитов Армянской ССР: 1—Севанский хребет; 2—Вединский пояс. Б. Диаграмма  $SiO_2—FeO^+ / MgO$ . Условные обозначения: 1—вулканические породы офиолитов Севанского хребта; 2—Базумского хребта; 3—Вединского пояса; 4—средние составы верхнемеловых вулканитов Северной Армении [9]. Вариационные линии базальтоидных серий: 1—Скаергаард; 2—о-в Макаулей (Кермадекский архипелаг); 3—абиссальные океанические толеиты; 4—о-в Мияке (о-ва Идзу, Япония); 5—о-в Тофуа (арх. Тонга); 6—вулкан Асама (Япония); 7—вулкан Амаги (Япония); 8—вулканиты севанских офиолитов; 9—верхнемеловые вулканиты Северной Армении. Пунктирная линия—граница между известково-щелочными (СА) и толеитовыми (ТН) сериями (по А. Миасиро). В. Диаграмма  $FeO^+—FeO^+ / MgO$  (условные обозначения рис. 1—Б). Г. Диаграмма  $Na_2O/K_2O—(Na_2O+K_2O)$  (условные обозначения рис. 1—Б). Поля развития вулканических пород: 1—островных дуг; 2—толеитов Исландии; 3—абиссальных океанических толеитов; заштриховано поле развития щелочных базальтоидов.

ми некоторых островных дуг, находящихся по А. Миасиро на ранних стадиях развития и отличающихся высокой активностью вулканических процессов (архипелаги Тонга, Бонин, Кермадек). От абиссальных океанических толеитов [13] севанские базальтоиды отличаются несколько большими интервалами максимумов частоты распределе-

ния  $SiO_2$  (45—58 против 47—51%),  $FeO^+ / MgO$  (1,0—3,5 против 0,8—2,1%). С другой стороны, по содержанию такого важного диагностического компонента, как  $TiO_2$ , рассматриваемые базальтоиды аналогичны абиссальным толеитам, обладая резким максимумом в интервале содержаний 1,0—1,5%. Большая близость химизма абиссальных океанических толеитов и толеитов «незрелых» островных дуг затрудняет отнесение севанских вулканитов к одной из этих групп; независимо от этого очевидна их принадлежность к «примитивным» толеитам, характеризующим ранние стадии эвгеосинклинального развития.

Важной особенностью вулканических пород рассматриваемой серии является метаморфизованность в зеленосланцевой и цеолитовой фациях, отражающаяся в парагенезисах минеральных новообразований и химизме. Метаморфизм низких ступеней характеризуется высокой подвижностью щелочей, что позволяет применять для его выявления некоторые специальные диаграммы. На диаграмме  $(Na_2O + K_2O) - Na_2O / K_2O$  (рис. 1—Г) большинство севанских базальтоидов принадлежит к метаморфизованным разностям, судя по расположению точек выше кривой V—V—верхней границы величин  $Na_2O / K_2O$  для неметаморфизованных вулканических пород всех формационных типов [13]. Независимо от колебания петрохимических параметров и содержания главных компонентов, вулканогенные породы офиолитов Севанского хребта отличаются малыми вариациями суммы  $Na_2O + K_2O$ —обычно в пределах 4,5—6,0% (в «безводном» составе) при значительном изменении величин отношений  $Na_2O / K_2O$ —от 4 до 100 и более. Это обстоятельство отражает вынос  $K_2O$  при метаморфизме: в случае значительного привноса  $Na_2O$  имело бы место параллельное увеличение как отношения  $Na_2O / K_2O$ , так и суммы щелочей, чего в действительности не наблюдается.

На диаграмме  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  (рис. 2—А), где границей между щелочными и толеитовыми (включая известково-щелочные) в общепринятом смысле сериями является линия Макдональда-Кацуры (МК), эмпирически установленная ранее для гавайских вулканитов, севанские базальтоиды проектируются неширокой полосой точек, параллельной оси  $SiO_2$  и разделенной линией МК на две части. Подавляющая часть пород поля «щелочных» базальтоидов представлена в действительности спилитами и другими сильно измененными разностями с высокой потерей при прокаливании; между тем в поле толеитовых пород располагаются базальтоиды с потерей при прокаливании менее 5% и сохранившие первичную структуру (диабазовую, интерсертальную и др.). Следовательно, для метаморфизованных вулканитов офиолитовой ассоциации реальный смысл линии МК менее однозначен и выражается не только в обособлении щелочных серий, но в данном случае спилитов и других интенсивно метаморфизованных пород от менее измененных разностей. Севанские вулканиты не содержат щелочных пироксенов и нефелина и не могут быть отнесены к щелочным базальтоидам; нормативный нефелин рассчитывается лишь для некоторых ана-



дизов спилитов, отличающихся очень высокими величинами потерь при прокаливании (включая  $CO_2$ ), т. е. сильно измененных, в которых нарушена пропорция между кремнеземом и другими компонентами.

Характерной чертой метаморфизма севанских базальтоидов является повышение отношения  $Na_2O/CaO$  (рис. 2—Б), что присуще процессу спилитизации. Диаграмма выявляет пониженную калийность также и

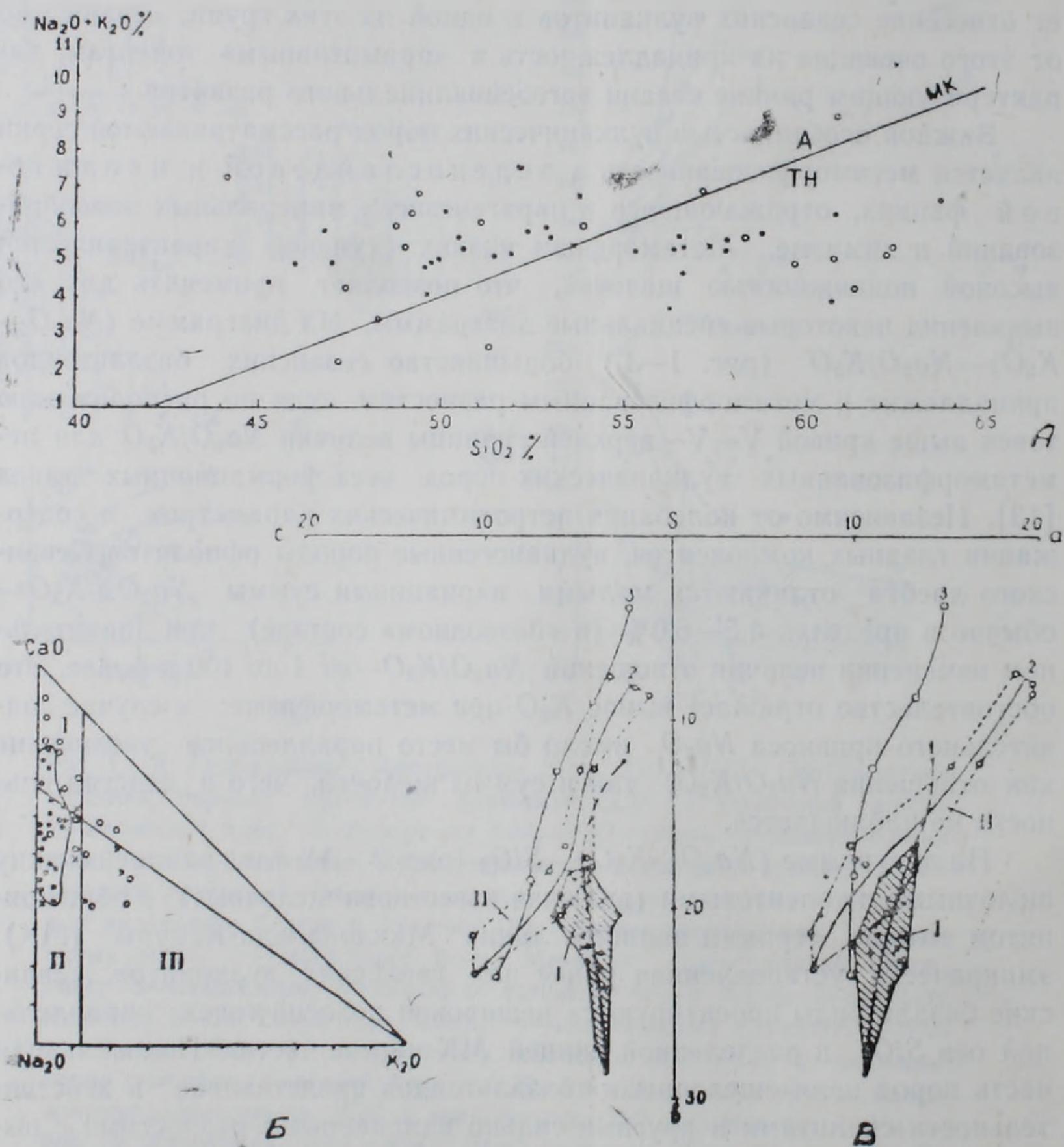


Рис. 2. А. Диаграмма  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  (условные обозначения рис. 1—Б). Линия МК разделяет щелочные (А) серии от толеитовых (ТН). Б. Диаграмма  $CaO - Na_2O - K_2O$  для базальтоидов (условные обозначения рис. 1—Б). Псля (по А. А. Маракушеву [8]): 1—первичные раннегеосинклинальные толеитовые базальты; II—спилиты; III—натровые щелочные базальты. Очерчен ареал развития фигуративных точек севанских вулканитов. В. Диаграмма по А. Н. Заварицкому [4] для слабо измененных вулканитов офиолитов Армянской ССР (условные обозначения рис. 1—Б). Вариационные линии: 1—севанские вулканиты; 2—вединские вулканиты; 3—верхнемеловые вулканиты Северной Армении [9]. I—ареал развития фигуративных точек севанских вулканитов; II—то же, вединских вулканитов.

## Химический состав вулканических пород офиолитовых серий Армянской ССР

№ пп	№ обр.	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	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Вл.	П.п.п.	Сумма
1	Г-36/6а	41,20	3,48	19,18	3,00	9,65	н. об.	6,72	3,74	3,20	0,80	н. об.	—	1,24	7,12	99,33
2	Г-10/1	42,14	1,05	15,07	11,59	1,27	0,82	6,45	8,47	3,60	0,90	0,23	—	1,52	7,49	100,60
3	Г-10/16	42,19	1,25	20,35	11,20	1,14	0,71	6,09	2,07	3,70	0,70	н. об.	4,49	2,10	3,13	99,42
4	667	44,02	0,42	12,95	2,95	5,31	0,16	16,04	7,55	3,90	0,65	сл.	—	0,86	4,31	99,12
5	5023	44,70	1,25	12,64	4,20	5,10	0,21	13,06	3,96	4,32	0,12	—	—	1,46	8,00	99,02
6	639	46,22	1,38	11,51	7,29	6,91	0,37	6,72	6,00	4,70	0,13	0,13	6,12	0,57	2,53	100,58
7	Г-10/266	47,08	1,02	20,35	6,88	3,17	0,15	10,01	1,82	4,40	0,15	н. об.	3,78	0,30	1,50	100,61
8	Г-23/3	48,07	3,48	15,65	11,85	3,02	н. об.	3,50	2,54	4,80	1,30	1,82	—	0,56	3,78	100,37
9	632	48,39	2,25	16,34	3,68	12,38	0,51	3,08	3,58	4,90	0,43	0,34	2,28	0,24	1,27	99,67
10	7029	49,54	1,40	16,84	3,56	7,40	0,14	4,86	4,50	5,18	0,01	—	—	0,57	5,40	99,43
11	910	50,13	1,52	13,39	4,12	8,11	0,22	7,18	7,67	4,25	0,75	0,07	—	0,15	2,88	100,44
12	1997	50,47	1,40	14,20	3,78	6,39	0,07	9,39	6,35	4,45	0,55	0,18	—	н. об.	2,36	99,59
13	37-б	50,80	1,30	14,92	5,82	6,46	0,21	6,96	3,84	5,40	0,24	—	—	сл.	3,45	99,40
14	336	51,21	1,21	17,26	7,25	5,47	0,66	3,78	5,23	5,50	0,11	0,13	н. об.	0,13	1,52	99,46
15	729	51,81	0,60	15,00	3,19	6,91	0,33	5,02	5,70	4,70	0,13	0,09	5,06	0,24	1,60	100,38
16	1981	52,91	1,15	13,72	3,12	7,48	0,09	3,42	6,91	4,45	0,42	0,09	—	1,25	4,89	99,90
17	1988	52,96	0,97	14,46	2,97	9,51	0,10	5,46	3,91	3,14	0,32	0,32	—	1,25	4,40	99,77
18	1977	53,59	1,03	13,94	3,22	6,73	0,07	5,96	5,64	4,00	0,38	0,09	—	0,47	4,29	99,41
19	37-а	55,18	1,54	15,85	5,74	5,42	0,21	4,21	3,94	5,40	0,07	—	—	0,58	2,39	100,53
20	75	55,64	0,90	12,98	4,74	4,74	0,12	6,49	3,60	5,20	0,16	сл.	—	0,95	4,76	100,28
21	30	55,80	0,75	13,00	6,30	7,20	н. об.	4,15	4,00	4,80	0,24	0,13	2,52	0,13	1,60	100,62
22	97	58,19	1,44	13,94	3,99	6,32	0,18	3,66	4,33	3,60	0,17	0,07	—	0,69	4,07	100,65
23	909	58,42	1,37	13,56	1,64	7,18	0,21	4,12	3,17	5,90	0,17	0,23	—	0,81	4,06	100,84
24	Г-10/22	63,22	0,29	18,81	3,33	1,15	0,18	2,21	3,24	6,50	0,04	0,17	н. об.	0,13	1,38	100,65
25	1826	47,20	0,24	17,42	10,30	1,44	0,53	6,20	7,80	2,70	1,10	0,13	2,57	0,60	2,38	100,61
26	1822	49,60	0,30	19,54	8,83	1,65	0,22	5,53	3,99	3,90	2,90	н. об.	н. об.	0,48	3,48	100,42
27	1953	50,57	1,65	16,00	5,08	3,33	0,07	6,85	3,37	3,36	2,95	0,80	—	0,57	5,12	99,72
28	А 4/6	52,39	1,55	16,85	8,09	3,06	0,42	5,08	4,56	4,20	1,10	0,46	н. об.	0,53	2,07	100,36
29	1765	55,50	0,18	17,43	9,19	1,51	0,22	3,01	4,20	5,00	0,15	0,25	1,38	0,26	2,18	100,46
30	232	45,28	2,51	16,09	10,26	1,30	сл.	8,59	2,26	4,30	1,50	0,03	—	—	7,81	99,93
31	В-1/55	46,80	2,12	14,46	7,90	4,61	н. об.	6,88	7,62	3,00	2,06	—	—	2,42	2,80	100,67
32	В-1/87	46,90	2,74	14,26	5,33	5,04	н. об.	6,45	7,80	5,05	1,38	—	0,80	0,88	3,92	100,55
33	300/38	49,05	1,89	13,62	10,13	0,87	0,20	8,57	2,63	6,50	0,50	—	—	0,35	5,82	100,13
34	300/42	56,40	1,02	17,70	10,54	0,58	0,19	4,41	0,90	6,50	0,21	—	—	0,17	1,62	100,21
35	300/30	59,90	0,19	18,03	5,22	1,16	0,05	1,33	0,82	5,00	5,50	—	—	0,42	2,77	100,39
36	300/32	60,93	0,29	18,76	4,09	1,61	0,06	0,91	0,92	6,50	3,50	—	—	0,22	1,83	99,62
37	674-а	45,68	1,48	17,97	12,01	1,09	0,07	4,24	4,07	5,80	1,60	—	—	0,72	6,05	100,78
38	1867-а	47,72	1,48	17,63	9,09	2,12	0,03	7,21	2,48	2,75	2,80	—	—	1,30	5,57	100,18
39	906	55,30	0,72	16,26	4,44	3,29	0,04	4,14	5,37	2,90	2,40	—	—	2,06	3,74	100,66
40	2151-а	55,37	2,25	17,98	3,87	2,77	0,15	4,91	2,39	5,20	3,30	0,16	—	0,26	1,78	100,39
41	1394	56,18	0,69	15,09	3,28	3,44	0,10	7,00	3,77	3,40	1,20	—	—	1,42	5,41	100,98
42	1010	57,11	0,72	15,11	3,25	2,41	0,05	4,00	4,48	3,20	1,50	—	—	3,04	6,10	100,97
43	1056	57,44	0,69	17,17	0,78	2,85	0,08	4,93	3,19	3,40	1,50	—	—	2,87	5,78	100,68
44	1203	57,61	0,69	13,70	5,35	3,00	0,10	5,60	4,00	3,40	1,30	—	—	1,82	4,00	100,57

Примечание: Севанский хребет: 1—диабаз, сел. Гейсу; 2, 3—спилитовые порфириды, сел. Гейсу; 4—спилит, южный склон г. Инакдаг; 5—спилит, в 2,5 км к СВ от сел. Дара (Г. С. Арутюнян); 6—диабаз, Сараланджское проявление ртути; 7—спилит с вариолитовой структурой, верховье р. Гейсу; 8—спилит, р-он сел. Кясаман; 9—спилит, в 1,5 км к ВЮВ от Сараланджского проявления; 10—спилит, среднее течение р. Далиага (Г. С. Арутюнян); 11—диабаз (дайка), в 1,5 км севернее сел. Караиман; 12—спилит, верховье г. Гейсу; 13—диабаз (дайка), в 2 км севернее сел. Караиман; 14—базальтовый порфирит, в 3,5 км к ССВ от сел. Кясаман; 15—то же, в 0,6 км к востоку от сел. Караиман; 16, 17, 18—кварцевые диабазы, Тигранабердское месторождение, скв. 123, глубина 325, 470 и 615 м; 19, 20—кварцевые диабазы, в 2 км и 1 км севернее сел. Караиман; 21—кварцевый диабаз, Тигранабердское месторождение, Центральный участок; 22—кварцевый диабаз, ущелье р. Буратапа; 23—базальтовый порфирит (окварцсванный), в 1,5 км севернее сел. Караиман; 24—кератофир, сел. Гейсу.

Базумский и Меграшатский хребты: 25—базальтовый порфирит, р. Черная; 26—базальтовый порфирит (калшпатизированный), р. Черная; 27—трахнандезит, Амасия, севернее сел. Дашкерпи; 28—базальтовый порфирит, Амасия; 29—базальтовый порфирит (кварцевый), р. Черная.

Бассейн р. Веди и междуречье рр. Веди и Азат. 30—миндалекаменный порфирит, левобережье низовьев р. Хосров (К. А. Мкртчян [7]); 31, 32—тешенигы, бассейн р. Веди; 33—диабаз, бассейн р. Кюсуз; 34—спилит (вариолитовый), бассейн р. Хосров; 35, 36—кератофиры, бассейн р. Хосров, породы из скважины № 1, «Чатма»; 37, 38—спилиты; 39—андезито-базальт (лавобрекчия); 40—спилит; 41—44—туфы андезитов.

Анализы 1, 2, 6—9, 14, 15, 19, 21, 24—26, 28—43 сделаны в химлаборатории ИГН, АН Армянской ССР, остальные—в центральной лаборатории Армгеолуправления.



слабо измененных разностей базальтоидов; очевидно, высокое отношение  $Na_2O/K_2O$  являлось характерной чертой первичного состава севанской вулканической ассоциации. Геологическое положение и возрастные взаимоотношения с другими вулканогенными и осадочными компонентами разностей базальтоидов с повышенным содержанием  $K_2O$  (анализы № 1, 2, 8 в табл. 1) заслуживают дальнейшего исследования.

По пяти анализам вулканиты офиолитов Базумского хребта также относятся к толеитовой серии, отличаясь от севанских повышенными содержаниями калия (рис. 1—Б, В и 2—Б).

Вулканогенные породы офиолитов Вединского (Еревано-Ордубадского) пояса характеризуются прежде всего повышенной калийностью, а также слабой степенью метаморфизма, несколько большей дифференцированностью состава и относительно повышенной ролью умереннокислых пород, содержащих свыше 60% кремнезема. По характеру фракционной дифференциации вединские вулканиты тяготеют к полям обеих петрохимических групп—толеитовых и известково-щелочных серий (по Миасиро). Известково-щелочной тенденцией обладают породы повышенной кремнекислотности из Чатминской скважины № 1 (андезито-базальт, туфы андезитового состава), а также отдельные анализы диабаза, базальта. Что касается пород, попадающих в толеитовое поле на диаграммах 1—Б и В, подавляющее большинство их принадлежит щелочной серии (рис. 2—А). Кроме анализов спилитов, петрохимическая принадлежность которых затуманена метаморфизмом, в щелочном поле располагаются и мало измененные породы—диабазы, тешениты, а также андезиты и кератофиры; появление тешенитов однозначно свидетельствует о щелочной тенденции вулканизма, которая вырисовывается и на диаграммах  $Na_2O/K_2O—(Na_2O+K_2O)$ ,  $CaO—Na_2O—K_2O$  (рис. 1—Г и 2—Б).

Как видим, вулканиты вединских офиолитов—толеитовые и щелочные базальтоиды, с подчиненным развитием андезитов известково-щелочного типа, обособляются по петрохимическим признакам от однородных по составу толеитовых вулканитов Севанского пояса.

При сопоставлении вулканитов офиолитовых поясов Малого Кавказа с верхнемеловыми эффузивами Предмалокавказской и Сомхето-Агдамской зон, для которых убедительно доказана принадлежность к известково-щелочной серии [9], выясняется, что в последних гораздо менее значительно выражено продвижение фракционной кристаллизации (колебания величин  $FeO+MgO$  в серии оливиновый базальт—липарит в пределах 2,1—3,4) при существенном возрастании содержаний  $SiO_2$  и  $FeO+$  (рис. 1—Б и В). Кроме того, диаграмма А. Н. Заварицкого<sup>1</sup> (рис. 2—В) отчетливо иллюстрирует большую дифференцированность состава вулканитов с развитием кислых дифференциатов (липарито-дацитов, липаритов), пониженную величину в них щелочных алюмосиликатов и большую роль полевошпатовой извести.

<sup>1</sup> Интерпретируются анализы лишь мало измененных пород с потерями при прокаливании менее 5%, не содержащих нормативных «метаморфических» минералов.

## В ы в о д ы

Соотношение главных типов вулканитов в разрезах офиолитовых серий выражено в резком преобладании базальтоидов. Севанские офиолиты характеризуются развитием толеитового типа базальтоидов, тогда как вулканиты вединских офиолитов обладают щелочной тенденцией развития, с некоторым участием андезитовых пород, обладающих известково-щелочным химизмом. Имеющиеся данные не позволяют пока предложить однозначную палеотектоническую интерпретацию петрохимии вулканитов; можно лишь отметить сходство вулканогенных пород Севанской зоны с толеитовыми сериями ранних стадий развития островных дуг, тогда как вулканиты Вединской офиолитовой зоны, обнаруживая более щелочную тенденцию, могут быть сопоставлены с вулканитами структур рифтового типа, заложенными на континентальной коре. Наряду с этим устанавливаются также петрохимические вариации базальтоидов по простиранию офиолитовых зон. Такая картина пространственного размещения вулканитов может быть объяснена автономностью в тектоническом развитии каждого из офиолитовых поясов, с несколько различной тектонической обстановкой вулканизма для отдельных отрезков.

Отчетливо выявляется существенное петрохимическое различие между вулканитами офиолитовых серий и раннесенонской базальтово-липаритовой серии внешней дуги Малого Кавказа.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 20.V.1976.

Ս. Ա. ՓԱԼԱՆԶՅԱՆ, Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ, Ժ. Հ. ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

### ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՍԵՒՈՒԵՍԱՅԻՆ ՇԱՐՔԻ ՎՈՒԼԿԱՆԻՏՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Պետրոքիմիական տվյալների ամփոփման հիման վրա պարզվել է Ամասիա-Սևանի գոտու հրաբխածին ապարների պատկանելիությունը տոլեիտային շարքին, որոնք համանման են կղզային աղեղների առաջացման առաջնային կտապի հրաբխականությանը [13], այն դեպքում, երբ Երևան—Օրդուբադյան գոտու հրաբխականությունն ունի արկալային հակում և կարող է համադրվել ռիֆտային տիպի վոլկանիտների հետ:

Օֆիոլիտային յուրաքանչյուր գոտում հրաբխականության առանձնահատկության հետ մեկտեղ անջատվում են նաև որոշակի պետրոքիմիական տարբերակներ:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн. «Геология Армянской ССР», т. 3. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1966.

2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). «Митк», Ереван, 1968.
4. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, М., 1961.
5. Книппер А. П. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. «Наука», М., 1975.
6. Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. «Геол. и разведка», № 11, 1970.
7. Мкртчян К. А. Интрузивы бассейна р. Веди. В кн.: «Геология СССР», т. XVIII, «Армянская ССР», «Недра», М., 1970.
8. Маракушев А. А. Проблема спилитов. «Геол. и геофиз.», № 9, 1975.
9. Мнацаканян А. Х. Геологическое положение, состав и условия формирования меловых вулканических образований. В кн.: «Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов». «Наука», М., 1968.
10. Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
11. Паланджян С. А. О положении офиолитов Присеванского пояса Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 218, № 6, 1974.
12. Сатиан М. А., Степанян Ж. О. Кремнисто-вулканогенная формация. В кн. «Геология Армянской ССР», т. V. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
13. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. Journ. of Geology, vol. 83, № 2, 1975.

УДК 549.621.14.

Ю. Г. ГУКАСЯН

ОЛИВИНЫ ИЗ ОСНОВНЫХ ЛАВ АРАГАЦКОГО  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Оливин в ассоциации с пироксеном и плагиоклазом является главнейшим породообразующим минералом основных лав Арагацкого верхнеплиоцен-голоценового вулканического комплекса. Он образует зерна двух генераций—вкрапленники, размерами 0,2—0,7 мм, и лейсты в основной массе, величиною менее 0,1 мм.

К настоящему времени накоплен интересный фактический материал по химическому составу вкрапленников оливина из разновозрастных лав данного комплекса, результаты исследований которых излагаются ниже. Химизм вкрапленников оливина четко отражает первичный состав родоначальной базальтовой магмы и ход ее эволюции. Это обстоятельство позволяет нам сделать некоторые предварительные выводы об особенностях состава и эволюции первичного магматического расплава, с которым связано формирование серии основных лав Арагацкого массива.

Исследовались вкрапленники оливинов из девяти главных разновидностей андезито-базальтов и базальтов различных стратиграфических горизонтов вулканогенной толщи Арагацкого комплекса.

Микроструктурные особенности пород, из которых отобраны оливины, приведены в таблице 1; породы подразделены по отдельным этапам вулканизма, выделенным нами для Арагаца. Здесь приводятся парагенетические ассоциации и процентное содержание главнейших породообразующих минералов.

В шлифах оливин повсеместно представлен изометричными кристаллами с характерными ромбическими или четырехугольными сечениями, а также округлыми, овальными, слегка оплавленными зернами. Часто наблюдаются гломеропорфировые сростки его с плагиоклазом и пироксеном гипидноморфиозернистой структуры, где устанавливается одновременная их кристаллизация.

В лавах ранних излияний (I и II этапы) преобладают аллотриоморфные кристаллы оливина, величиною 0,2—0,4 мм, которые часто оторочены венцом опацизации. Некоторые интрателлурические вкрапленники (первая генерация) содержат точечные включения магнетита или гематита. По тонким трещинам в кристаллах слабо развиты характерные продукты постмагматического изменения—иддингсит или гидроокислы железа.

Оливины второй генерации, содержащиеся в основной массе, интенсивно преобразованы и замещаются почти нацело низкотемпературным вторичным веществом (иддингсит, гидроокислы железа).

Таблица 1

Ассоциации породообразующих минералов и микроструктурные особенности основных лав Арагацкого вулканического комплекса

Этапы вулканизма	№ образцов оливинов	Типы пород и их разновидности	Распространение	Структура пород	Вкрапленники и их количественные содержания, %
I	1	Двупироксеновый андезитобазальт	Каньон р. Амберд, у с. Бюракан, нижняя пачка	Полифировая, с гиалопилитовой основной массой	Лабрадор — 18,0 Авгит — 8,0 Гиперстан — 2,0 Оливин — 1,5
II	32	Двупироксеновый андезитобазальт	Каньон р. Амберд, у с. Антарут, верхняя пачка	Порфировая, олигофировая, с микролитовой и гиалопилитовой основной массой	Лабрадор — 6,5—7,2 Авгит — 2,9—3,7 Гиперстен — 1,8—2,0 Оливин — 0,4—0,6
	33	Двупироксеновый андезитобазальт	Каньон р. Касах, у с. Ошакан, верхний поток	Микропорфировая, с гиалопилитовой основной массой	Лабрадор — 9,2 Авгит — 2,2 Гиперстен — 0,5 Оливин — 2,7
	66	Авгит-оливиновый андезитобазальт	Южный склон массива, Базмабердский поток	Сернальнопорфировая, с микролитовой основной массой	Лабрадор — 9,0—12,0 Авгит — 2,5—4,0 Оливин — 2,5—3,0
III	57	Авгит-оливиновый базальт	Северный склон массива, лава вулкана Арич (Зиарат)	Порфировая, олигофировая, с гиалопилитовой, микродолеритовой основной массой	Лабрадор — 2,2—11,8 Авгит — 0,9—2,3 Оливин — 1,6—2,8
	60	Авгит-оливиновый базальт	Северный склон массива, лава вулкана Срагагат (Шиш-Тапа)	Олигофировая, с микродолеритовой, интергранулярной основной массой	Лабрадор — 4,5 Авгит — 3,3 Оливин — 1,2—1,8
	62	Авгит-оливиновый базальт	Северный склон массива, у села Манташ	Порфировая, с гиалопилитовой основной массой	Лабрадор — 10,5 Авгит — 3,5 Оливин — 3,0—3,5
IV	67	Двупироксеновый андезитобазальт	Южный склон, правый борт ущелья р. Амгур, лава вулкана Тиринкатар	Порфировая, с микролитовой, микродолеритовой основной массой	Лабрадор — 7,0—12,0 Авгит — 1,5—3,0 Гиперстен — 1,0—1,8 Оливин — 0,5—1,2
	21	Авгит-оливиновый андезитобазальт	Восточный склон, правый борт каньона р. Касах, лава Аштаракского потока	Порфировая, полифировая, с микролитовой, пилотакситовой, микродолеритовой основной массой	Лабрадор — 8,0—12,0 Авгит — 2,0—4,0 Оливин — 1,8—3,0

Фенокристаллы оливинов из лав поздних излияний характеризуются более крупными размерами (0,4—0,7 мм), идиоморфным обликом. Они почти не затронуты постмагматическими изменениями и в большинстве случаев совершенно свежие.

**Оптические свойства.** Оптические константы изученных оливинов, приведенные в таблице 2, в общем согласуются с химизмом и подтверждают принадлежность их к магнезиальным членам *Fo-Fa* изоморфного ряда.

На диаграмму (рис. 1), отражающую линейную зависимость между углом оптических осей, показателем преломления и составом синтетических магнезиально-железистых оливинов [5], нанесены оптические

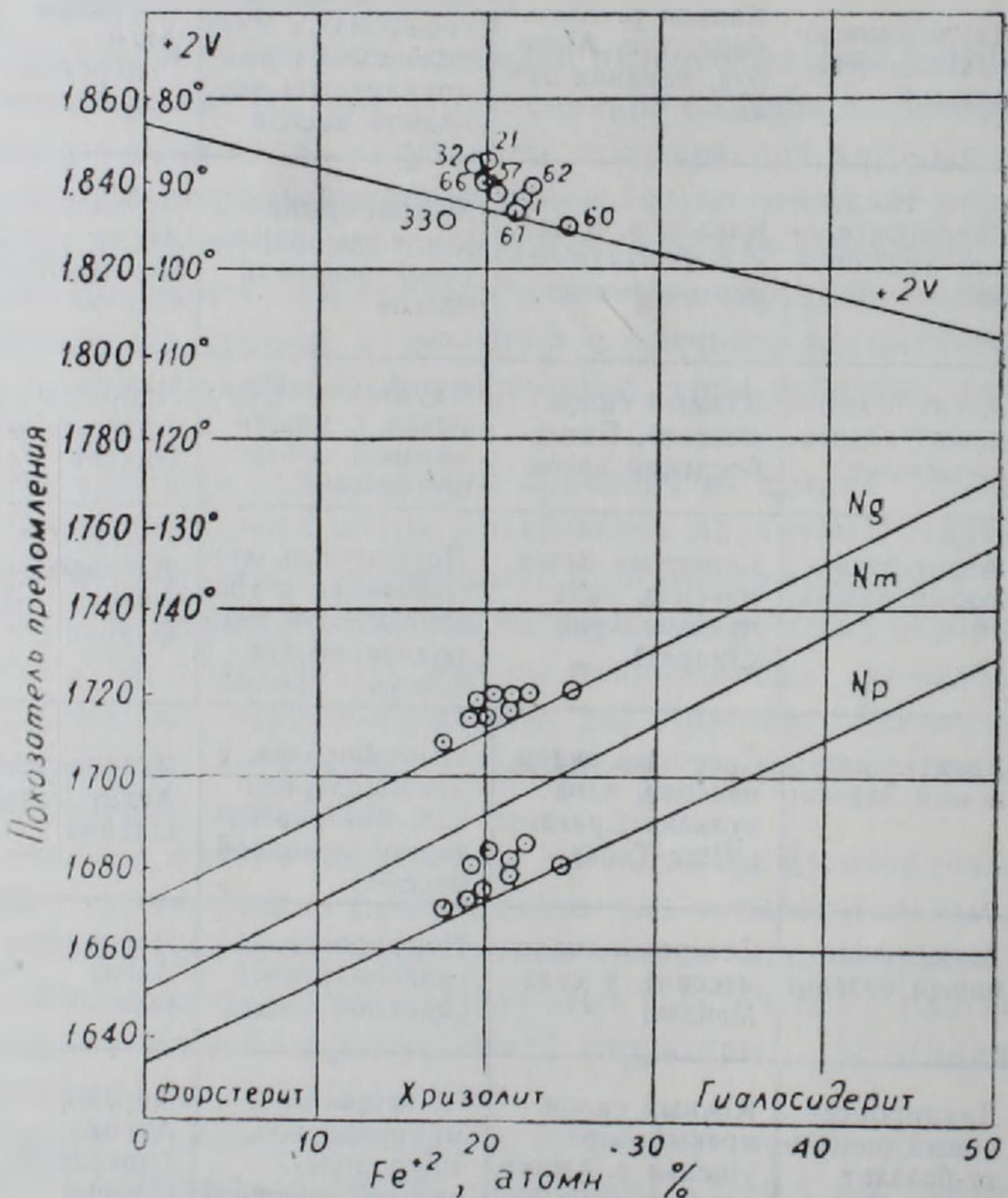


Рис. 1. Зависимость оптических свойств оливинов от их химического состава (номера кружков на диаграмме соответствуют таковым в табл. 1).

константы изученных оливинов. Как видно из диаграммы, величины  $2V$  и показателей преломления  $N_g$  и  $N_p$  данных оливинов, находясь в линейной зависимости от их составов, несколько отклоняются в сторону возрастания. Известно [2], что причиной таких отклонений в природных оливинах является присутствие ионов  $Mn$ ,  $Ti$ ,  $Fe^{+3}$  и других компонентов, изоморфно замещающих катионы  $Mg$  и  $Fe^{+2}$ .

**Особенности химизма.** Для определения составов оливинов выполнены полные силикатные химические анализы отобранных минералов. Результаты их и кристаллохимические формулы в пересчете на четыре атома кислорода, а также соотношения атомов  $Fe^{+2}$  и  $Mg$  и содержание форстеритового, фаялитового, ларнитового и тефроитового миналов приведены в таблице 2, из которой следует, что все изученные оливины—вкрапленники по химизму относятся к хризолиту с колебанием атомных процентов  $Mg$  от 75,5 до 82,2.

Содержание форстеритового минала составляет 74,4—80,8%, а фаялитового—19,4—24,2%. Весьма незначительны содержания ларнитового (0,2—1,2%) и тефроитового (0,1—0,6%) миналов, не имеющих существенного значения для химизма оливинов данного ряда.

По магнезиальности изученные оливины соответствуют таковым фенокристаллов щелочных базальтоидов и в ряду парагенетических типов, по М. Н. Ильвицкскому и Р. В. Колбанцеву [3], относятся ко второй группе—вкрапленникам, фракционировавшимся из базальтовой магмы.

В химическом составе оливинов из лав Арагацкого комплекса кроме главных компонентов участвуют также некоторые второстепенные или нехарактерные элементы ( $Fe^{+3}$ ,  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $Ca$ ,  $Na$ ), невысокое содержание которых не является исключением для природных оливинов этого ряда.

Содержания окислов  $Al$  и  $Na$ , обнаруженных в составе оливинов, вероятно, связаны с явлениями постмагматических изменений.

Постоянное присутствие небольшого количества извести в составе оливинов и колебания ее содержаний, не совпадающие чаще всего с колебанием содержаний  $Al$  и  $Na$ , позволяют предполагать, что ионы  $Ca$  участвуют в структуре изученных оливинов и, ввиду близости ионных радиусов  $Fe^{+2}$  и  $Mg$ , изоморфно замещают последние. В пользу этого довода свидетельствуют исследования Сахамы Т. Г. и Хатёнена К. [8], Hatfield Т. и Richmond С. [7], В. В. Велинского и др. [1], которые показали, что существует форстерит-фаялитовый изоморфный ряд кальцийсодержащих оливинов.

Второстепенные по значению компоненты  $Ti$  и  $Mn$ , содержащиеся в изучаемых оливинах, вероятно, также изоморфно замещают катионы  $Fe^{+2}$  и  $Mg$  и вместе с  $Ca$  входят в шестерную координацию с кислородом в каркасе оливинов.

Намного более спорным является вопрос присутствия окисного железа, постоянно и в значительном количестве содержащегося в изученных оливинах. Установлено [4], что  $Fe_2O_3$  в значительном количестве (2,25%) может содержаться только в железистых оливинитах. В магнезиальных же членах, как в нашем случае, его присутствие в таком количестве правильнее было бы связывать с процессами окисления закисного железа при высокотемпературных позднемагматических процессах. Они, вероятно, имели место на поздних этапах фракционирования оливинов из магматического расплава, как это доказывают Nag-

Таблица 2'

Химический состав\*, кристаллохимическая формула и некоторые оптические константы оливинов

	1	32	33	66	57	60	62	67	21
<i>SiO<sub>2</sub></i>	38,39	38,80	37,20	38,40	38,37	37,55	37,32	38,86	38,30
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,25	0,20	0,03	0,13	0,16	0,22	0,09	0,20	0,14
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,65	0,40	1,19	0,20	0,48	0,36	0,60	0,52	0,42
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	2,21	2,53	1,36	2,58	0,16	2,65	1,30	1,26	1,08
<i>FeO</i>	18,86	17,28	16,56	17,57	18,57	20,88	20,22	19,15	17,71
<i>MnO</i>	0,46	0,11	0,43	0,25	0,40	0,49	0,45	0,45	0,39
<i>CaO</i>	0,24	0,66	0,89	0,82	0,38	0,57	0,38	0,11	0,11
<i>MgO</i>	38,13	39,36	43,03	39,65	39,82	36,06	38,52	38,85	41,03
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,15	0,10	0,18	0,10	0,12	0,30	0,12	0,15	0,15
<i>K<sub>2</sub>O</i>	сл.	—	0,06	—	0,06	не об.	—	не об.	не об.
<i>H<sub>2</sub>O<sup>-</sup></i>	0,20	—	не об.	0,03	—	0,15	—	0,07	0,25
ппп	0,76	0,73	не об.	0,70	1,21	0,80	1,42	0,64	0,81
Σ	100,30	100,17	100,93	100,93	99,73	100,03	100,42	100,26	100,39

Количество ионов в пересчете на 4 (0)

<i>Si</i>	0,995	0,998	0,947	0,989	0,998	0,987	0,979	1,003	0,986
<i>Al</i>	0,020	0,012	0,035	0,006	0,015	0,011	0,018	0,016	0,013
<i>Ti</i>	0,005	0,004	—	0,002	0,003	0,004	0,002	0,004	0,003
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	0,043	0,049	0,026	0,050	0,003	0,052	0,026	0,024	0,021
<i>Mg</i>	1,474	1,509	1,625	1,523	1,544	1,413	1,506	1,495	1,574
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	0,409	0,371	0,352	0,379	0,404	0,459	0,444	0,413	0,381
<i>Mn</i>	0,010	0,002	0,009	0,005	0,009	0,011	0,010	0,098	0,008
<i>Ca</i>	0,007	0,018	0,024	0,023	0,011	0,016	0,018	0,003	0,003
<i>Na</i>	0,008	0,005	0,009	0,005	0,006	0,015	0,006	0,007	0,007

Соотношение атомов

<i>Mg</i>	78,3	80,3	82,2	80,1	79,3	75,5	77,2	78,3	80,5
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	21,7	19,7	17,8	19,9	20,7	24,5	22,8	21,7	19,5

Минералы

<i>Fo</i>	77,6	79,4	80,8	78,9	78,4	74,4	76,4	77,8	80,0
<i>Fa</i>	21,5	19,5	17,5	19,6	20,6	24,2	22,5	21,5	19,4
<i>La</i>	0,4	1,0	1,2	1,2	0,6	0,8	0,6	0,2	0,2
<i>Te</i>	0,5	0,1	0,5	0,3	0,4	0,6	0,5	0,5	0,4

Оптические данные

<i>Ng</i>	1,717	1,716	1,708	1,720	1,720	1,720	1,720	1,718	1,716
<i>Np</i>	1,684	1,671	1,667	1,683	1,785	1,682	1,685	1,680	1,671
<i>2V</i>	-88°	+86°	-84°	+88°	+90°	-86°	+88°	-86°	+86°

\* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН Укр. ССР аналитиками Гонедзинской Л. М. и Скрипник Г. А.

gerty Stephen E., Baker Jan [6]. Возможно, что свидетельством этих процессов могут быть точечные включения сростков рудных минералов в большинстве интрателлурических вкрапленников. Частичный переход закисного железа в окисное произошел также в низкотемпературных условиях (эффузивная стадия), что выразилось в появлении идингсита и гидроокислов железа по трещинам внутри кристаллов оливина. Как указывалось выше, эти процессы интенсивнее проявлены в оливи-

нах ранних этапов вулканизма, что отражается также в более высоком содержании  $Fe_2O_3$  в соответствующих образцах.

В составе изученных оливинов приближенно-количественным спектральным анализом зафиксированы также элементы-примеси, распределение которых отражено на рис. 2.

Микроэлементы	1	32	33	66	57	60	62	67	21
Ni	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨
Co	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨
V									▨
Cr	▨	▨	▨	▨	▨	▨		▨	▨
Cu	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨
Zn	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨
Ba					▨	▨			
Li	▨				▨	▨			
Ga	▨								

▨ 0,1-0,3	▨ 0,01-0,03	▨ 0,001-0,003	▨ 0,0003	▨ Ниже предела чувствительности
-----------	-------------	---------------	----------	---------------------------------

Рис. 2. Распределение микроэлементов в оливинах.

Данные таблицы показывают, что из элементов группы железа  $Ni$  и  $Co$  примерно в равных количествах обнаружены во всех образцах оливинов. Содержание хрома одинаково в оливинах андезито-базальтов второго и последнего этапов, а в оливинах базальтов его концентрация намного понижена, или он вообще отсутствует. Из металлических элементов констатированы только  $Cu$  и  $Zn$ , содержащиеся во всех образцах в пределах для  $Cu$  от 0,003 до 0,01 и для  $Zn$  от 0,03 до 0,1.

Изученные оливины практически лишены редких и рассеянных элементов. Незначительные содержания  $Ba$  и  $Li$  зафиксированы только в двух образцах оливинов из базальтов ( $Li$  в ничтожном количестве обнаружен также в оливинах андезито-базальтов начального этапа).

Рентгенометрические данные. Для описываемых вкрапленников оливина выполнено 5 рентгеновских анализов (рентгеноструктурная лаборатория ИГН АН Арм. ССР, аналитик Э. Х. Хуршудян), данные по  $d(130)$  которых и соответствующие величины форстеритовой молекулы помещены в таблице 3.

Образцы сняты на дифрактометре УРС-50 ИМ при режиме съемки: 30 кв, 10 ма, скорость ленты 1200 мм/час, скорость счетчика  $1^\circ$  в мин., область снятия углов  $2\theta = 27-35^\circ$ . Полученные результаты обнаруживают вариацию величин межплоскостных расстояний  $d(130)$  от 2,777

Таблица 3  
Результаты рентгенометрических определений и мол. % Fo.

№ обр.	Данные по рентгеноструктурным анализам		Данные по химическим анализам
	$d$ (130)	мол. % Fo	мол. % Fo
66	2,784	74,5	78,9
32	2,777	82	79,4
57	2,782	75,5	78,4
62	2,782	75	76,4
21	2,779	80	80,0

до 2,784 и подтверждают магнезиальный состав изученных оливинов. При сопоставлении составов, определенных по соответствующим величинам  $d$  (130) с помощью графика Х. С. Йодера и Т. Г. Сахамы [9], с данными химизма отмечается, что эти данные удовлетворительно совпадают почти для всех образцов. Однако, некоторые точки (32, 57, 66) (рис. 3), несколько отклоняются от кривой диаграммы, хотя две из них (32, 57) не выйдут за пределы доверительного интервала точности (3—4%).

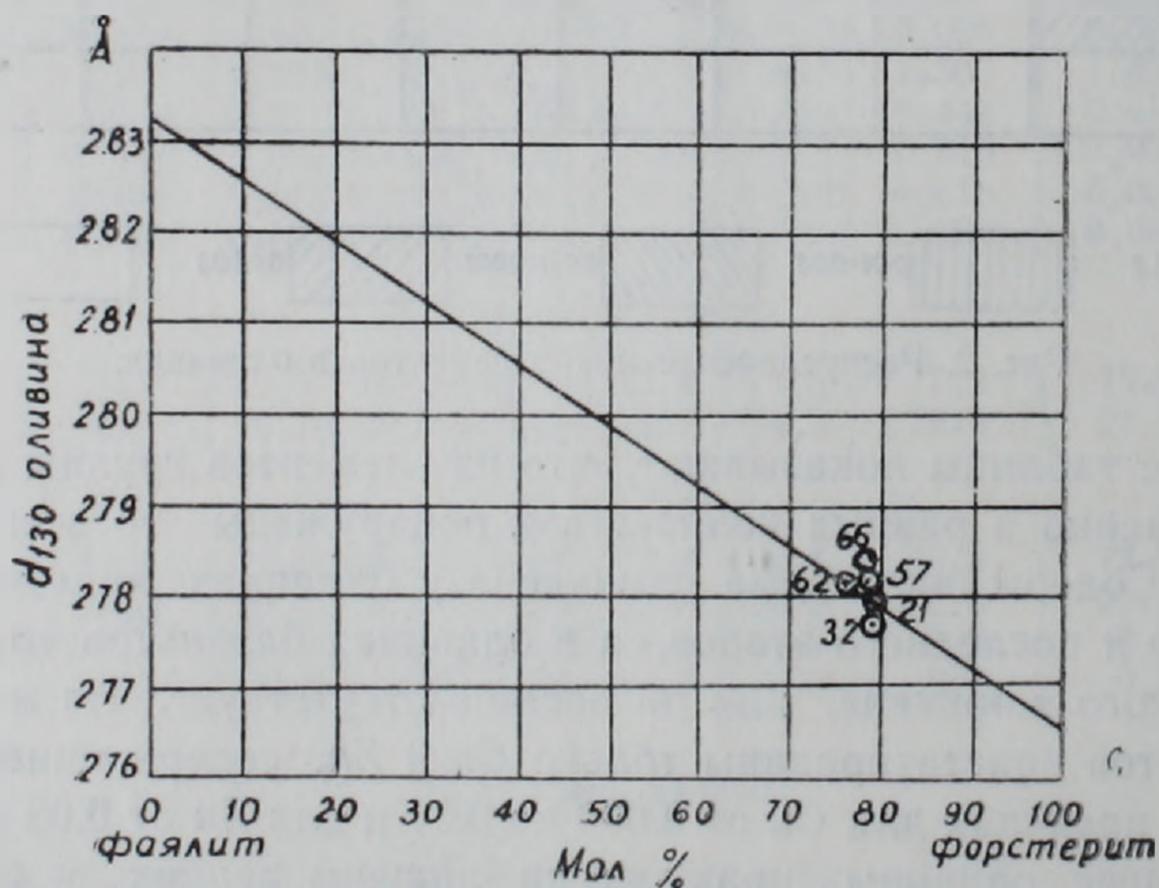


Рис. 3. Соотношения содержания форстеритовой молекулы оливинов и величин межплоскостных расстояний  $d$  (130).

Незначительное несоответствие величины межплоскостных расстояний и химического состава вышеотмеченных образцов, вероятно, связано с нахождением в составе описываемых хризолитов такого компонента, как  $Ca$ , что и отмечается в исследованиях В. В. Велинского и др. [1].

На основании проведенных исследований мы пришли к следующим выводам, что:

1. Оливины лав Арагацкого вулканического комплекса в изоморфном ряду  $Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4$  относятся к хризолиту с небольшим колебанием атомного процента  $Mg$  (75,5—82,2).

2. По химизму, оптическим свойствам и величинам межплоскостных расстояний  $d$  (130) оливины из лав различных этапов вулканизма существенных различий не обнаруживают, что может указывать на сходный состав редоначальной базальтовой магмы и примерно одинаковую степень ее фракционирования.

3. Химизм оливинов указывает на исходный базальтовый состав магматического расплава, генерация которого происходила неоднократно на примерно одинаковых глубинах.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 18.VI.1976.

### Յու. Գ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

## ԱՐԱԿԱՍԻ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ՀԻՄՔԱՅԻՆ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ՕԼԻՎԻՆՆԵՐԸ

### Ա մ փ ո փ ո լ մ

Արագածի վերին պլիոցեն-հոլոցենի հրաբխային կոմպլեքսի հիմքային լավաներում օլիվինը հանդիսանում է ապար կազմող գլխավոր միներալներից մեկը: Տարբեր հրաբխային էտապներում արտավիժած հիմքային լավաների օլիվիններն իրենց քիմիական կազմով ֆորստերիտ-ֆայալիտ իզոմորֆ շարքում համապատասխանում են խրիզոլիտին, որը հաստատվում է նաև նրանց օպտիկական հատկություններով և ռենտգենոստրուկտուրային անալիզների տվյալներով: Հրաբխային տարբեր էտապներին սպտկանող օլիվինների միանման մագնեզիումային կազմը ( $Mg$  ատոմ.  $\% = 75,5 - 82,2$ ) վկայում է այն մասին, որ վերջիններս բյուրեղացել են բազալտային կազմ ունեցող սկզբնական մագմատիկ հալոցքներից, որոնք բազմիցս ծագել են մոտավորապես միևնույն խորություններում:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Велинский В. В., Агафонов Л. В., Пинус Г. В. Кальцийсодержащие оливины форстерит-фаялитового ряда. Геология и геофизика, № 9, 1971.
2. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. «Мир», М., т. 1, 1965.
3. Ильвицкий М. И. и Колбанцев Р. В. Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов. ДАН СССР, т. 179, № 6, 1968.
4. Bowen N. L., Schairer J. F. The system FeO—SiO<sub>2</sub>. Am. Journ. Sci., ser. 5, 24 177, 1932.
5. Bowen N. L., Schairer J. F. The system MgO—FeO—SiO<sub>2</sub>. Am. Journ. Sci., ser. 5 29, 197, 1935.
6. Haggerty Stephen E., Baker Jan. The alterations of olivine in basalts and associated lavas. Contribs Miner. and Petrol. № 3, 16, 1967.
7. Hatfield T., Richmond C. The solubility of monticellite in forsterite. Trans. Brit. Ceram. Soc. № 3, 69, 1970.
8. Sahama T. G. and Hytonen K. Calcium bearing magnesium—iron olivines. Amer. Mineral., v. 43, № 9—10, 1958.
9. Yoder H. S. and Sahama Th. G. Olivine x-ray determinative curve. Amer. Mineral., v. 42, 475, 1957.

УДК 551.24

Р. А. САРКИСЯН, Э. В. АНАНЯН, А. В. ВАРДАНЯН, Г. Р. МКРТИЧЯН

## К ТЕКТОНИКЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАНГЕЗУРА

Восстановление существовавшего геотектонического режима Кафанского района представляет большой интерес. Представления о тектоническом развитии района базируются на анализе фаций, мощностей и фиксируемых перерывов в вулканогенных, вулканогенно-обломочных, вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях, развитых в пределах Кафанского района, а также на некоторых геофизических данных.

Породы досреднеюрского возраста в рассматриваемом районе не обнажаются. Среднеюрские же образования пользуются широким распространением (рис. 1) и представлены в основном вулканическими породами с небольшими туфоосадочными линзами [1].

Нижний байсс представлен лавами и лавобрекчиями андезитов и андезито-базальтов видимой мощностью около 600 м. В нижней части разреза преобладают вулканогенно-обломочные разности, в то время как в верхах его превалирует лавовая фация. На них с локальным несогласием налегают верхнебайосские вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования среднего и кислого составов (андезито-дациты) с фациальной изменчивостью. Суммарная мощность их 450 м.

На границе нижнего и верхнего байоса отмечается небольшое затишье в вулканической деятельности, во время которого нижнебайосская толща претерпевает поствулканическое зеленокаменное изменение.

В основании верхнего байоса от г. Катар до р. Чинар отмечаются алевро-псаммитовые туфы, прослеживаемые повсеместно. В центральной части района, где развиты в основном верхнебайосские образования, превалируют эффузивно-пирокластические породы. Среди них отмечаются небольшие прослои, линзы и пачки туфоосадочных пород с мелководной фауной. Наличие спекшихся туфов, уменьшение размерности обломков при движении с запада на восток и изменчивость наблюдаемых мощностей указывают на существование сильно пересеченного палеорельефа с возвышенностями, выступавшими из-под водного покрова.

Анализ мощностей среднеюрских образований показывает, что наибольшей величины (около 1600 м) они достигают западнее долины р. Халадж, по линии с. Каварт—г. Кафан—с. Чакатен (рис. 1). Из приведенных фактов видно, что уменьшение мощностей среднеюрских пород происходит в обе стороны от указанной полосы. Значительное уменьшение их (вплоть до выклинивания) предполагается вдоль Хуступ-Гиратахского разлома, т. к. Зангезурский блок в это время представлял собой приподнятую область. Наличие батских образований в

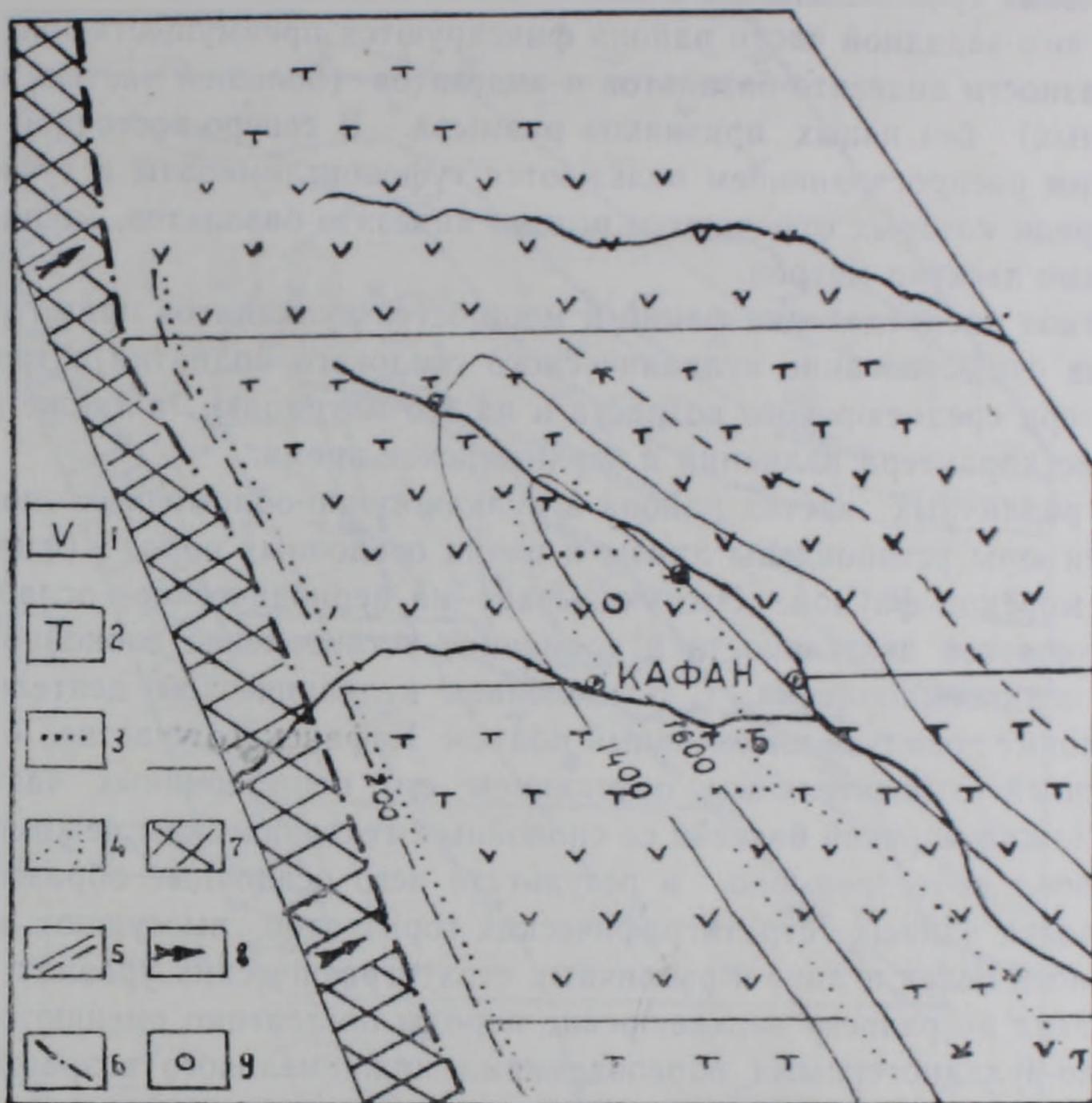


Рис. 1. Фации и мощности байоса. 1. Вулканогенные образования. 2. Вулканогенно-обломочные образования. 3. Осадочные образования. 4. Фациальные границы. 5. Линии равных мощностей. 6. Зона Хуступ-Гиратахского разлома. 7. Область размыва. 8. Направление выноса материала. 9. Опорные разрезы.

Кафанском районе точно не установлено. Однако присутствие вулканогенно-осадочных пород (около 40 м) в районе с. Каварт, залегающих на верхнебайосских образованиях, дает возможность предполагать наличие нижних горизонтов нижнего бата.

В батское время в области происходит частная инверсия геотектонических условий и четко вырисовывается «скелет» будущего Кафанского крупного вулканического сооружения со сводовым поднятием по линии Катар-Саядкар.

Верхнеюрская мощная трансгрессия с начала верхнего оксфорда охватывает весь Кафанский блок. Этот процесс хорошо фиксируется наличием базальных конгломератов небольшой мощности (2—3 м), переходящих вверх по разрезу в вулканомитковые песчаники, нередко с известковистым цементом. К юго-востоку мощность конгломератов уменьшается (по линии с. Каварт—пос. Шаумян). На участках, где отсутствуют конгломераты, на верхнебайосских вулканитах залегают вулканомитковые песчаники (руч. Пааки-блур—с. Ахкенд). На общем фоне развития вулканогенно-обломочных образований верхней юры

(верхний оксфорд-кимеридж) в мелководных бассейнах происходит накопление туфопесчаников и известняков мощностью до 100 м. В целом в юго-западной части района фиксируются преимущественно лавовые разности андезито-базальтов и андезитов (большой частью миндалевидных) без явных признаков размыва. В северо-восточной части большим распространением пользуются туфоконгломераты и туфобрекчии, среди которых отмечаются потоки андезито-базальтов, мощностью в первые десятки метров.

Такое распределение фаций и мощностей вулканитов прямо указывает на существование вулканического сводового поднятия островного характера среднеюрского возраста и на его миграцию, а также на изменение характера излияний в верхнеюрское время.

В различных частях района в вулканогенно-обломочных породах верхней юры установлены линзы и пачки осадочных пород (известняки) с морской фауной. Это указывает на периодическое ослабление вулканической деятельности и временное установление спокойного режима осадконакопления. С ослаблением вулканической деятельности происходит довольно интенсивный подъем Кафанского участка, с одновременным относительным опусканием его периферийных частей. В конце цикла морской бассейн со спокойным тектоническим режимом существовал непрерывно, в результате чего осадочные образования, не образуя единых стратиграфических горизонтов, выступают в виде отдельных пачек и линз в различных стратиграфических уровнях.

Вверх по разрезу верхнеюрские породы постепенно сменяются терригенно-вулканогенными образованиями нижнемелового возраста, составляя единую формацию общей мощностью около 2000 м. В верхах разреза, особенно в северной части района, наблюдается увеличение терригенного материала и уменьшение вулканических образований.

Анализ мощностей верхнеюрско-нижнемеловых образований показывает (рис. 2), что в обе стороны от приподнятой области в северо-восточном и юго-западном направлениях происходит увеличение мощности. Поскольку вулканизм этого времени был интенсивным и мощным, охватывающим большие площади, вполне естественно предполагать, что накопление вулканитов небольшой мощности происходило также в восточной части Зангезурского блока, которые в последующем, видимо, были смыты эрозией.

Появление нижнемеловых осадочных образований (песчаников, известняков) указывает на временное затишье вулканической деятельности на территории Кафанского района. Об установлении относительно спокойного режима седиментации свидетельствует появление известняков, песчанистых известняков и песчаников в период с верхнего валанжина до нижнего алта. Суммарная мощность нижнемеловых образований около 800 м. Мощность неоконских отложений сравнительно больше в юго-западной части района, чем на северо-западе и юго-востоке. Анализ мощностей нижнемеловых образований (рис. 3) показывает, что между центральным поднятием и Гиратахской зоной разлома существовал узко вытянутый в северо-западном направлении прогиб не-

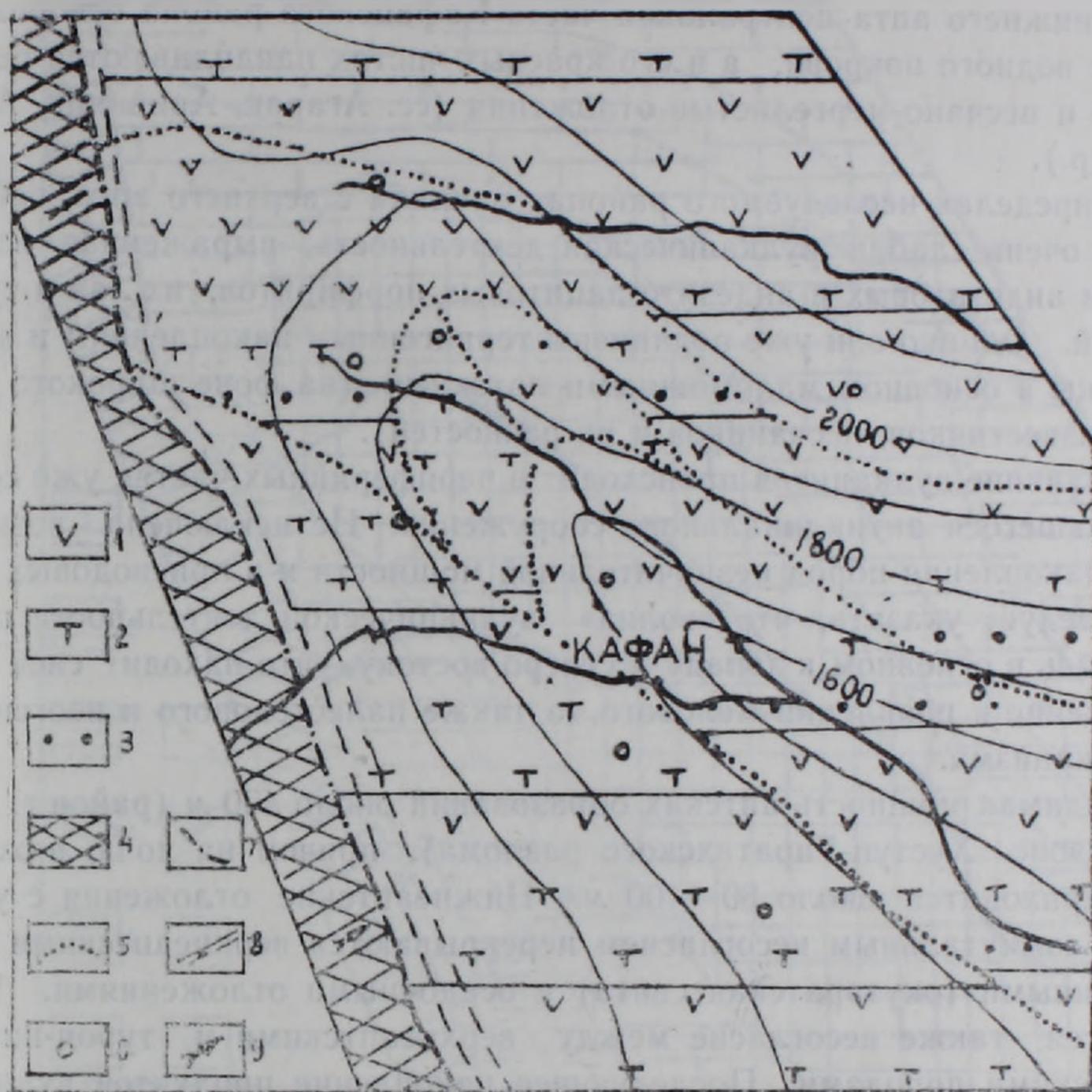


Рис. 2. Фации и мощности оксфорд-валанжина. 1. Вулканогенные образования. 2. Вулканогенно-обломочные образования. 3. Туфопесчаники. 4. Область размыва. 5. Фациальные границы. 6. Опорные разрезы. 7. Зона Хуступ-Гиратахского разлома. 8. Линии равных мощностей. 9. Направление выноса материала.

больших размеров, с фиксируемыми ныне мощностями более 400 м. К северо-востоку и северу от центрального поднятия мощность неокомской толщи значительно увеличивается, подчеркивая существование наложенного прогиба между Кафанским и Карабахским крупными блоками. Неокомские известняки на юго-западе толстослоистые, иногда тонкоплитчатые с подчиненными пачками песчаных известняков.

В центральных частях района в течение неокома (во всяком случае, в конце его) отлагались грубообломочные образования, наблюдаемые в районах сс. Арцваник и Агарак. Эта область в указанное время представляла собой мелководный бассейн, где, возможно, выступали острова, сложенные вулканогенными породами и поставляющие терригенный материал в довольно обширный бассейн неокома, окаймляющий Кафанское центральное поднятие. Неокомский бассейн распространялся также западнее нынешней зоны Хуступ-Гиратахского разлома.

В промежутке неокомского и нижнеаптского времени центральная часть Кафанского блока испытывает тенденцию относительного подъема, в то время как его периферийные части постепенно погружаются. В

конце нижнего апта центральная часть Кафанского района освобождается от водного покрова, а в его краевых частях накапливаются песчаные и песчано-мергелистые отложения (сс. Агарак, Арцваник, Агвани и др.).

В пределах исследуемого района, начиная с верхнего апта, наблюдается очень слабая вулканическая деятельность, выраженная извержением андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, их лав и туфобрекчий. Однако они уже подчинены терригенным накоплениям и представлены в основном маломощными потоками (на фоне широкого развития известняков, песчаников и их разностей).

Излияние вулканитов происходит в периферийных частях уже сформировавшегося антиклинального сооружения. Не исключена возможность накопления пород незначительной мощности и в присводовых частях. Следует указать, что «волна» вулканической деятельности перемещалась в основном к западу и северо-востоку, что находит свое подтверждение в появлении мелового, а также палеогенового и неогенового вулканизма.

Видимая мощность аптских образований около 400 м (район г. Хуступ, в зоне Хуступ-Гиратахского разлома), причем на долю нижнего апта приходится около 80—100 м. Нижнеаптские отложения с угловым и азимутальным несогласием перекрываются верхнеаптскими вулканогенными (окузаратская свита) и осадочными отложениями. Наблюдается также несогласие между верхнеаптскими и турон-нижнеконьякскими породами. Последующее накопление продуктов вулканической деятельности распространяется в основном на северо-западные части Кафанского района, причем мощность пород не превышает 300—500 метров.

Начиная с верхнего валанжина до сантона включительно, наблюдается некоторая закономерность в распределении вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований. После частичного затишья верхнеюрско-средневаланжинской вулканической деятельности с верхнего валанжина до верхнего апта происходит накопление регрессивной серии осадков (известняки, песчано-мергелистые, песчаные и галечные отложения). В начале верхнего мела наблюдается некоторое оживление вулканической деятельности, что имело место также в верхнем коньяке и сантоне. Несмотря на наличие около 1 км толщи верхнемеловых образований, они по силе вулканической деятельности во многом уступают юрскому вулканизму, указывая тем самым на постепенное завершение стадии собственно эвгеосинклинального режима развития на территории указанного региона.

Кроме вышеприведенного материала, для выяснения глубинного строения Кафанского региона, нами были использованы геофизические данные.

В процессе анализа геолого-геофизических материалов выяснилось, что в Кафанском районе наиболее полно и хорошо состав пород характеризуется комплексом данных, полученных электроразведочным, ра-

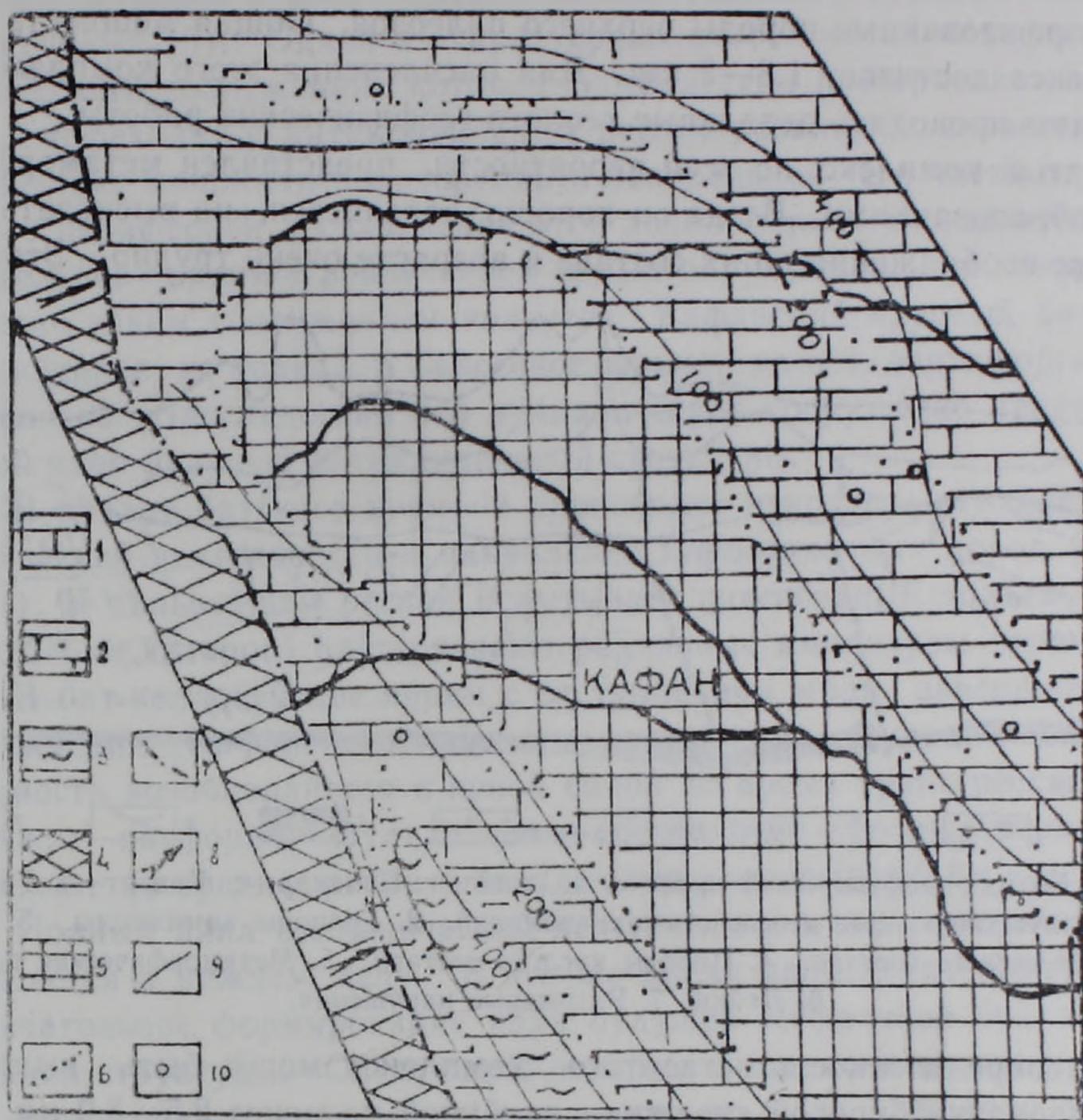


Рис. 3. Фации и мощности неокома. 1. Известняки. 2. Песчанистые известняки. 3. Массивные известняки. 4. Область интенсивного размыва. 5. Область слабого размыва. 6. Фациальные границы. 7. Зона Хуступ-Гиратахского разлома. 8. Направление выноса материала. 9. Линии равных мощностей. 10. Опорные разрезы.

диометрическим и магнитометрическим методами, а для определения конфигурации тел, глубины их распространения, геологических границ толщ (в том числе и поверхности фундамента и даже наличие угловых несогласий между отдельными комплексами), значительно точные данные дают сейсморазведочный и гравиметрический методы.

Геофизические данные позволяют достаточно отчетливо выделить пять комплексов (рис. 4). Геологические материалы свидетельствуют о том, что верхний (условно названный) первый комплекс соответствует породам верхнемелового возраста. Следующие три комплекса соответственно представлены образованиями нижнего мела—верхней и средней юры.

В отдельных блоках граница между третьим и четвертым комплексами не фиксируется (например, Шаумянский блок).

Четвертый комплекс неопределенный, местами похоже на то, что он сложен палеозойскими породами, а местами—мезозойскими, возможно нижнеюрскими. По всей вероятности, ему соответствуют слабо

метаморфизованные породы верхнего палеозоя. Общая мощность этого комплекса достигает 1,8—2 км. Для расчленения этого комплекса необходимо проводить детальные геолого-геофизические работы.

Пятый комплекс, по всей вероятности, представлен метаморфическими образованиями. Везде он хорошо отделяется, но высказать конкретные соображения об их составе и возрасте очень трудно. Этот воп-

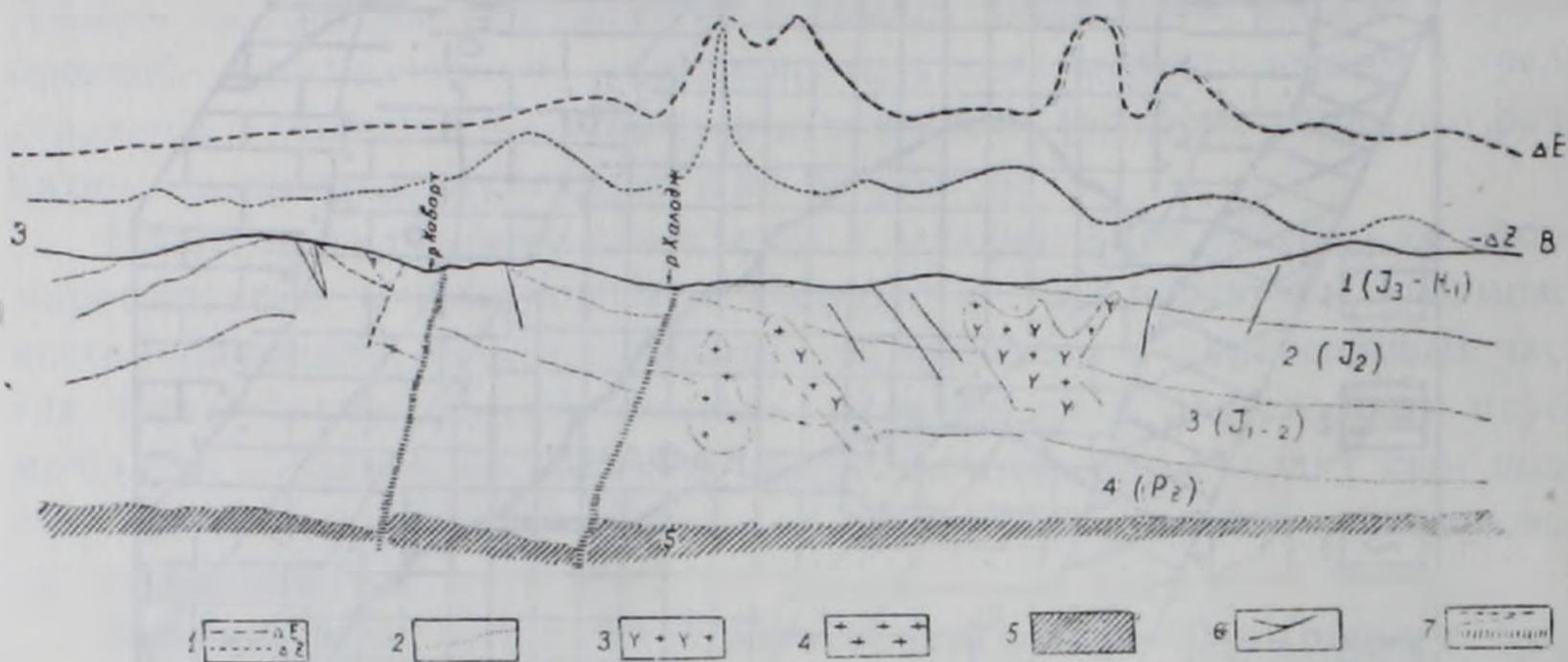


Рис. 4. Геолого-геофизический профиль по линии г. Саядкар—с. Каварт—с. Гедаклу. 1. Схематические кривые геофизических аномалий. 2. Границы комплексов. 3. Породы средне-кислого состава. 4. Породы кислого состава. 5. Метаморфические породы. 6. Дайки. 7. Разрывные нарушения.

рос и неопределенность четвертого комплекса могут быть выяснены после проходки буровой скважины глубиной не менее 2,5—3,0 км.

Крупные тектонические нарушения выделяются довольно отчетливо (Тежадинский, Барабатум-Халаджский, Мец-Магаринский разломы) и чуть слабее фиксируются Хотананский и др. нарушения, расположенные к юго-востоку от Тежадинского.

На профиле отчетливо можно отметить не только разрывные нарушения, но и оконтурить крупные интрузивные тела. Глубины залегания магматических тел, поверхности раздела комплексов, а также амплитуды смещения блоков вдоль ограничивающих их разломов не описываются, т. к. они приведены в схематическом профиле (рис. 4).

Анализ геолого-геофизических данных показывает, что под байосскими образованиями залегают, вероятно, нижнеюрские и палеозойские породы. Эвгеосинклинальный режим развития Кафанского региона начался в мезозойское время [3, 4]. В байосское время существовал морской бассейн умеренной глубины, в котором происходило интенсивное накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Собранный и изученная фауна [1] из туфоосадочных линз, размещенных в кварцевых андезито-дацитах, свидетельствует о том, что во время затишья вулканической деятельности в бассейне устанавливается нормальный биогенный режим в отдельных, чашеобразных углублениях (нередко на разных гипсометрических уровнях). В это же время в центральной части района образовалось крупное вулканическое сооружение, выходящее из-под уровня моря в виде изолиро-

ванных островов с неоднократно повторяющимися вулканическими извержениями [5]. Одной из характерных особенностей подводного вулканического сооружения, которое впоследствии претерпевает осложнение и переходит в антиклинальный режим развития, является резкое увеличение мощности образований в центральной его части по сравнению с периферией и сохранение этой закономерности седиментации на длительное время с вовлечением новых окружающих его территорий. Именно таким сооружением является Кафанский крупный блок, развивающийся не только в байосское время, но и в верхнеюрское-нижнемеловое. Впоследствии это вулканическое сооружение представляло собой ядро будущей антиклинальной структуры.

В начале батского времени происходит некоторое ослабление вулканической деятельности и накопление туфоосадочных пород (у с. Каварт). В дальнейшем регион испытывает интенсивный подъем, отдельные блоки которого претерпевают различные амплитуды перемещения.

В бат-келловейское время с отступлением моря завершается этап зарождения Кафанского крупного сооружения. Вулканическая деятельность возобновляется с новой силой во время трансгрессии моря в верхнем оксфорде. Вулканогенно-обломочные породы верхней юры налегают на среднеюрские с базальными конгломератами в основании.

Полный цикл вулканической деятельности и осадконакопления завершается в нижнем мелу. В это же время происходит разрастание и окончательное формирование ядра будущей Кафанской брахиантиклинальной структуры. Следующий перерыв в осадконакоплении и поднятие территории отмечается в конце нижнего мела (нижний апт). Не исключена возможность, что в это же время происходит внедрение крупных интрузивных тел и формирование основных черт брахиантиклинали первого порядка. Так, например, Вачаганский интрузивный массив сечет верхнеюрские вулканогенные образования и на основании данных абсолютного определения имеет нижнемеловой (аптский) возраст.

В периферии приводимой структуры отмечаются вулканогенно-терригенные образования верхнемелового возраста.

Подытоживая вышеизложенный материал, следует подчеркнуть, что в мезозойское время Кафанский регион испытывал длительный и сложный колебательный режим развития [2, 3, 4, 5], охватывающий четыре седиментационных цикла с трансгрессивными и регрессивными подциклами. Причем, в течение двух нижних (древних) циклов происходит интенсивное прогибание и бурная вулканическая деятельность, в то время как другие циклы характеризуются значительным ослаблением вулканизма и постепенным воздыманием территории.

Образования регрессивных подциклов сохранились плохо, местами же фиксируются в редуцированном варианте, выступая разрозненно.

Развитие Кафанского крупного сооружения (антиклиналь первого порядка) протекало поэтапно, в следующей последовательности:

1. Средне-верхнеюрский этап, который делится на подэтапы: а) прогибание региона в аален-байосское время, зарождение ядра антиклинальной структуры в виде вулканической постройки; б) воздымание региона в бат-келловейское время, формирование ядра антиклинальной структуры, внедрение небольших интрузивных и, возможно, субвулканических тел.

2. Верхнеюрский—нижнемеловой этап, который делится на подэтапы: а) погружение региона в оксфорд-кимериджское время, увеличение ядра вулканической постройки; б) постепенное воздымание в титон-аптское время, рост антиклинальной структуры; в) интенсивное воздымание в верхнеаптское-нижнетуронское время. Формирование антиклинорного сооружения и основных разрывных структур, а также различных систем трещины как в присводовых частях, так и на крыльях. Внедрение крупных интрузивных тел средне-кислого состава.

3. Верхнемеловой—палеогеновый этап, который делится на подэтапы: а) опускание территории в верхнетуронское-верхнесенонское время; б) окончательное воздымание территории в верхнесенонское палеогеновое время.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 25.II.1976.

Թ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա. Վ. ՎԱՐԳԱՆՅԱՆ, Հ. Ռ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

## ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ ՇՈՒՐՋԸ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Ղափանի շրջանի յուրայի և կավճի նստվածքների վերաբերյալ եղած երկրաբանական ու երկրաֆիզիկական փաստացի նյութի մշակման հիման վրա փորձ է արվում վերականգնելու նշված ժամանակաշրջանում գոյություն ունեցած գեոտեկտոնական ուժերը:

Ղափանի խոշոր անտիկլինային կառուցվածքի զարգացման պատմությունը կարելի է պատկերացնել հետևյալ կերպ (ըստ էտապների).

1. Միջին-վերին յուրայի էտապ տեղանքի իջեցման և բարձրացման երկու ենթաէտապներով, որոնց ժամանակ առաջանում են մոտ 2000 մ հզորության հրաբխա-բեկորային նստվածքներ:

2. Վերին յուրայի-ստորին կավճի էտապ իջեցման և բարձրացման երեք ենթաէտապներով, որոնց ժամանակ տեղի է ունենում անտիկլինալային կառուցի հիմնական զարգացումը՝ բնորոշ ծալքավոր ու խզումնային խախտումներով:

3. Վերին կավճի էտապ իջեցման ու բարձրացման երկու ենթաէտապներով, որոնց ժամանակ տեղի է ունենում կառուցի վերջնական զարգացումը:

Հետագա տեկտոնական շարժումները աննշան փոփոխություն են մտցրել ստրուկտուրաների մորֆոլոգիայի մեջ և էական նշանակություն չեն ունեցել:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Ананян Э. В., Варданян А. В. К вопросу о складчатой структуре Кафанского брахи-антиклинория. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1975.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
5. Саркисян Р. А. К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.

УДК 551.24

Э. В. АНАНЯН, А. З. АЛТУНЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН

## КРУПНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГУГАРАЦКИХ ГОР

В одной из предыдущих статей [1] мы остановились на вопросе складчатых нарушений центральной части Гугарацких гор (междуречья Дебед и Агстев), где образования юры и мела собраны в одну крупную антиклинальную складку, осложненную мелкой вторичной складчатостью.

Помимо складчатых структур, на указанной территории нами была детально изучена крупная трещиноватость в пределах этой складки. В результате исследований были выявлены новые разрывные нарушения разных порядков, выражающиеся как в виде отдельных разломов, так и региональных зон трещиноватости.

Одним из наиболее важных проявлений разрывной тектоники территории центральной части Гугарацких гор является зона Лалвар-Атанского разлома.

*Лалвар-Атанский разлом* представляет собой довольно крупное разрывное нарушение, по всей протяженности которого контактируют образования юры и эоцена. По А. Т. Асланяну [2] она является границей Алавердской и Севанской зон Малого Кавказа. Упомянутый разлом ранее был описан под различными названиями И. В. Баркановым [3], К. Н. Паффенгольцем и др. [4].

Авторами настоящей статьи разлом был прослежен с юго-западных склонов г. Лалвар до с. Атан, в селе Шамут и в других пунктах, где он представлен довольно мощной зоной (до 100 м) раздробленных и перемятых юрских и эоценовых пород. На северной окраине с. Шамут наблюдается раздув зоны разлома, шириной до 500 м (рис. 1). По зоне разлома юрские вулканогенные породы сильно гидротермально изменены и раздроблены, там же в эоценовых осадочных образованиях степень измененности намного слабее и выражается заохренностью пород. В некоторых пунктах гидротермальное изменение в эоценовых песчаниках, мергелях и конгломератах довольно интенсивное (родник Мануки-тала).

В зоне разлома среднеэоценовые нормально-осадочные образования часто сильно перемяты и образуют мелкую вторичную складчатость северо-западного простирания. Падение слоев иногда достигает до 45°.

По всей вероятности, зона Лалвар-Атанского разлома протягивается до района г. Апакекар (Иджеванский район).

*Акнерский разлом* проходит восточнее с. Акнер и выявлен на контакте пород кошабердской и дебедской свит. Простирание разлома близмеридиональное. Начинаясь с ущелья р. Дебед он доходит до вос-

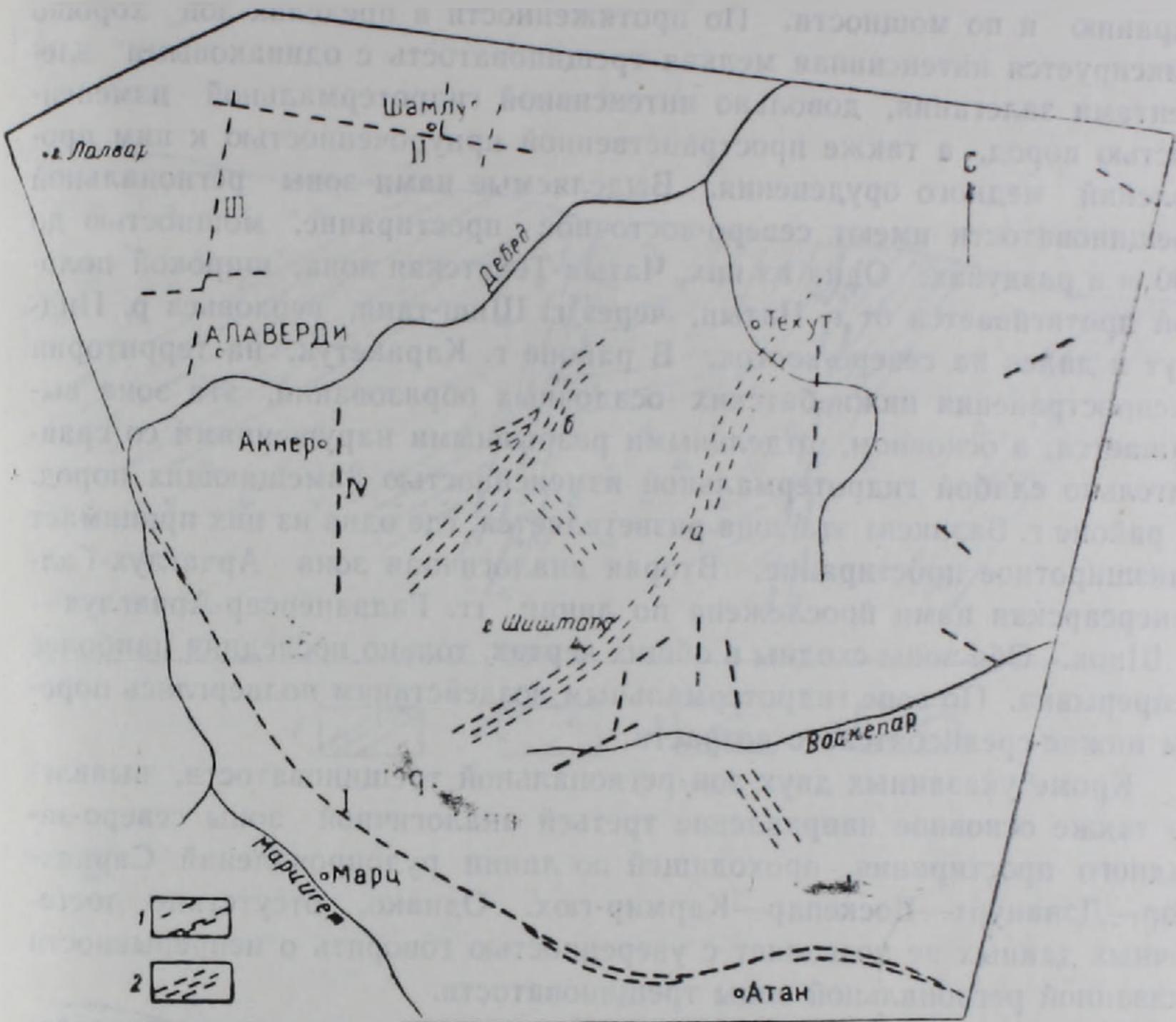


Рис. 1. Разрывные нарушения центральной части Гугарацких гор. 1. Крупные разрывные нарушения (I. Лалвар-Атанский; II. Шамлугский; III. Алавердский; IV. Акнерский). 2. Региональные зоны трещиноватости: а) Чатын-Техутский; б) Арчаглух-Галванерсарский; в) Сарнахпюр-Кармиргюхский.

точного склона г. Болор-конд, протяженностью 6—7 км. В современном эрозионном срезе по зоне разлома приведены в соприкосновение породы, имеющие различное стратиграфическое положение. Так, породы кошабердской свиты контактируют с подстилающими их порфиридами дебедской свиты.

По зоне нарушения породы всякого бока сброшены более чем на 250—300 м равной мощности кошабердской свиты на данном участке, где породы сильно гидротермально изменены, в особенности, вулканогенно-обломочные образования. Вдоль зоны наблюдаются многочисленные мелкие разрывные нарушения аналогичного простирания. Системы трещин в зоне образуют раздувы и пережимы. В раздувах мощность трещиноватой зоны доходит до 200 м. Падение зоны разлома точно не устанавливается, однако, оно крутое. Западное крыло опущено, а восточное—приподнято.

**Региональные зоны трещиноватости.** На территории центральной части Гугарацких гор стало возможным выделить две зоны трещиноватости, характеризующиеся довольно большой выдержанностью по про-

тиранию и по мощности. По протяженности в пределах зон хорошо фиксируется интенсивная мелкая трещиноватость с одинаковыми элементами залегания, довольно интенсивной гидротермальной измененностью пород, а также пространственной приуроченностью к ним проявлений медного оруденения. Выделяемые нами зоны региональной трещиноватости имеют северо-восточное простирание, мощностью до 500 м в раздувах. Одна из них, Чатын-Техутская зона, широкой полосой протягивается от г. Чатын, через г. Шиш-тапа, верховьев р. Пиджук и далее на северо-восток. В районе г. Каракетук, на территории распространения нижнебатских осадочных образований, эта зона выражается, в основном, отдельными разрывными нарушениями со сравнительно слабой гидротермальной измененностью вмещающих пород. В районе г. Базикент эта зона разветвляется, где одна из них принимает близширотное простирание. Вторая аналогичная зона Арчаглух-Галванерсарская нами прослежена по линии гг. Галванерсар-Арчаглух—с. Шнох. Обе зоны сходны в общих чертах, только последняя наиболее непрерывна. По зоне гидротермальным воздействиям подверглись породы ниже-среднебатского возраста.

Кроме указанных двух зон региональной трещиноватости, выявлено также основное направление третьей аналогичной зоны северо-западного простирания, проходящей по линии рудопроявлений Сарнахпюр—Дзианурт—Воскепар—Кармир-гюх. Однако, отсутствие достаточных данных не позволяет с уверенностью говорить о непрерывности указанной региональной зоны трещиноватости.

*Мелкие разрывные нарушения.* К ним относятся трещины сколового характера, имеющие амплитуду смещения до первых десятков метров, а также безамплитудные трещины отрыва. Мелкие разрывные нарушения хорошо фиксируются, в основном, на присводовой части складки, в особенности на его северо-восточном крыле. Эти трещины, главным образом, крутопадающие и сопровождаются гидротермальным изменением пород. Наиболее преобладающими являются трещины северо-восточного простирания (район треугольника гг. Шиш-тапа—Саркут—Ехит) (рис. 2а, б). Здесь же, ввиду слияния их с Чатын-Техутской региональной зоной трещиноватости, появляются преобладающие северо-западного простирания трещины.

На северо-восточном крыле антиклинали мелкоамплитудные разрывные нарушения широко развиты в области распространения нижне-оксфордских образований. В районе г. Мисхана, в зоне довольно крупного разлома, породы сильно раздроблены, гидротермально изменены. Общее простирание разрывного нарушения северо-восточное, мощностью зоны около 25 м. Точную амплитуду смещения невозможно определить, но она превышает 15 м.

Между гг. Айранлы и Большой Геог-даг проходит еще одно нарушение широтного простирания. Зона нарушения довольно мощная (до 50 м), вдоль которой наблюдаются интенсивное гидротермальное изменение и сильное раздробление пород. Довольно четко выделяется так-

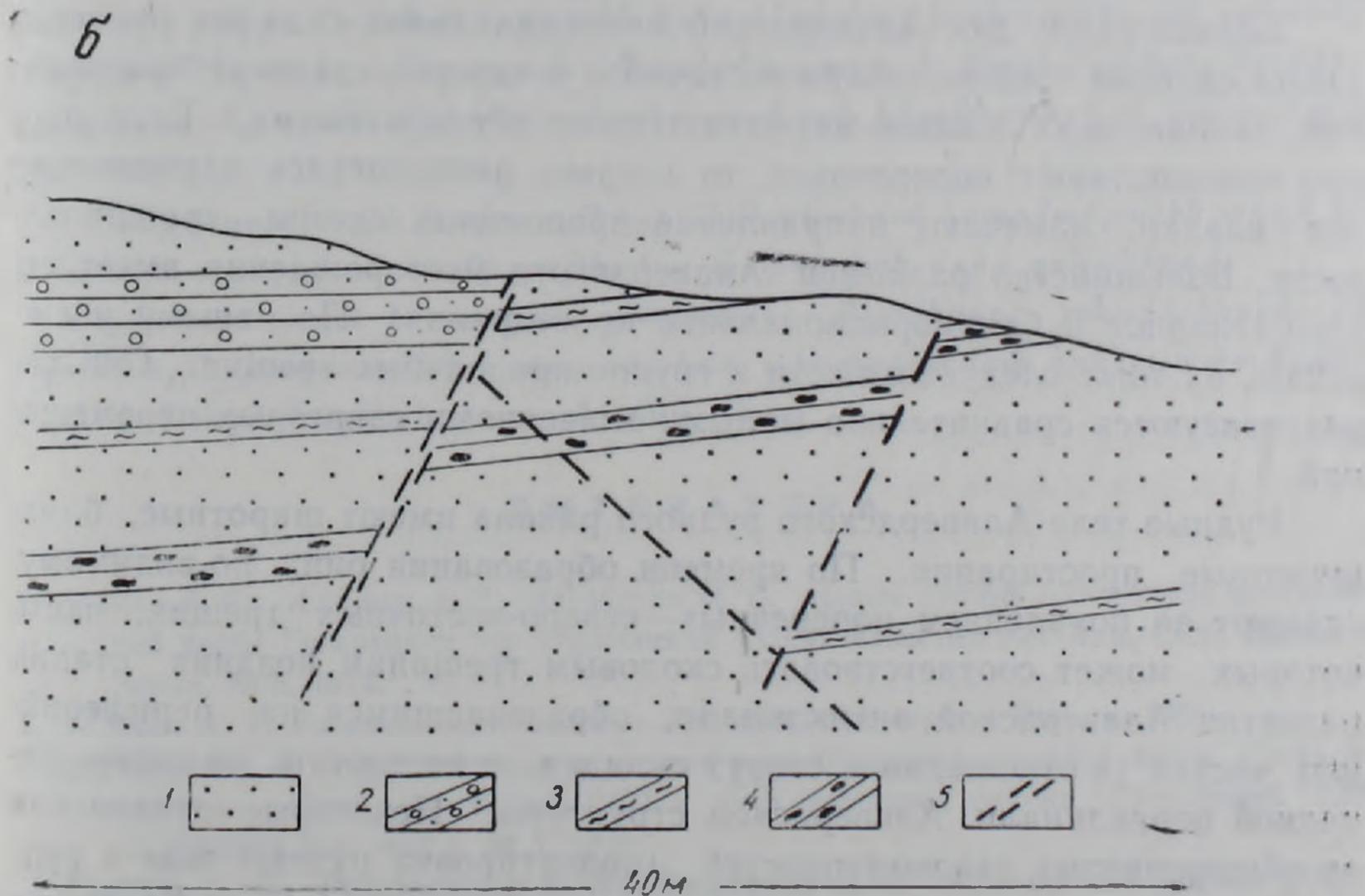
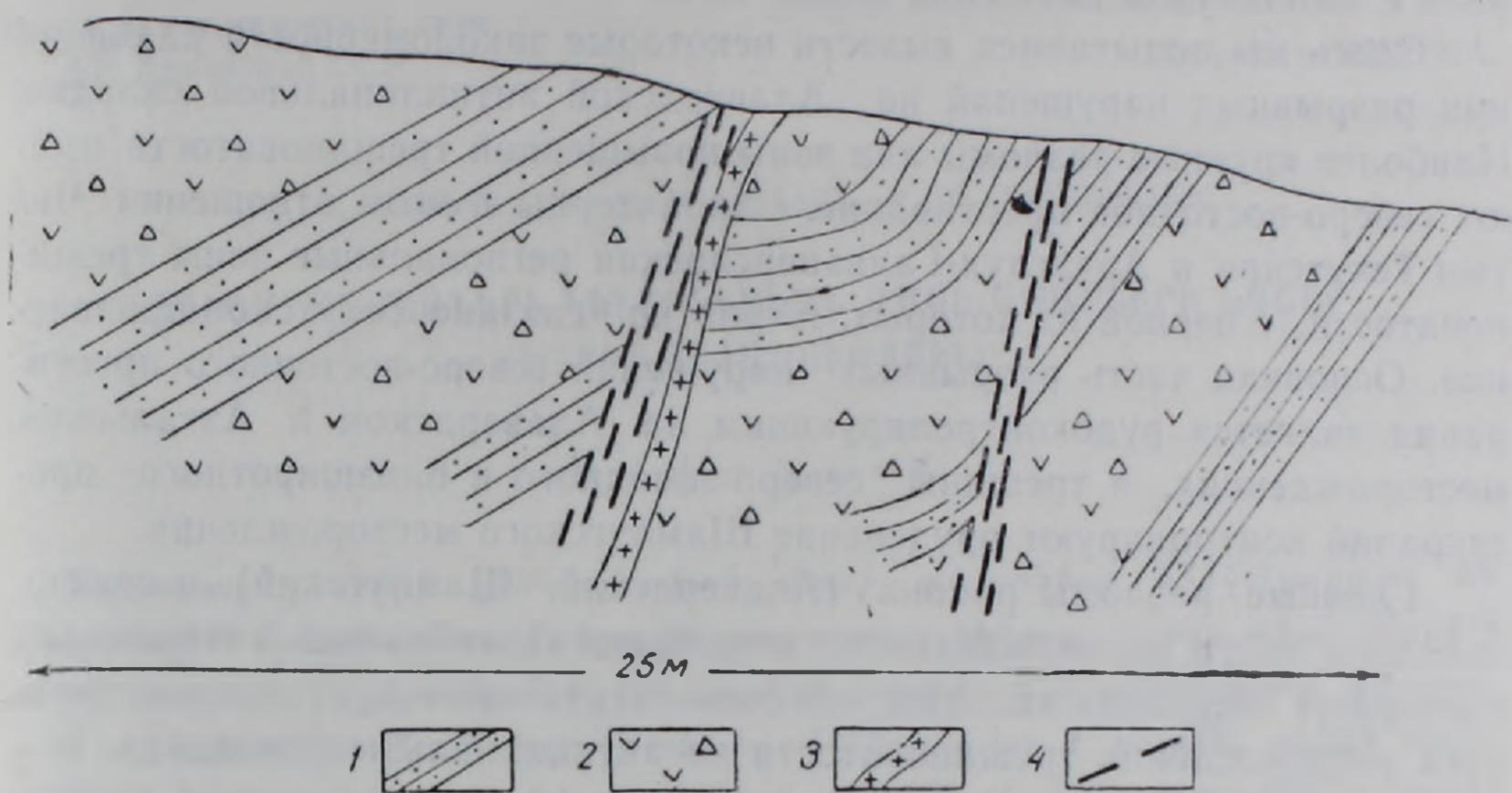


Рис. 2. Мелкая трещиноватость в породах нижнего бата (район г. Ехит).  
 а) 1. Туфопесчаники. 2. Туфобрекчии и туфоконгломераты. 3. Дайка диабазы.  
 4. Разрывные нарушения. б) 1. Туфопесчаники. 2. Мелкогалечные конгломераты.  
 3. Сланцы. 4. Кварциты. 5. Разрывные нарушения.

же небольшой разлом северо-западного простирания по контакту меловых и нижнеоксфордских пород в районе г. Кондох и верховьев р. Барана. Одновременно, меловые туфы, в силу их пластичности, смяты в

нормальные складки. Некоторые мелкие разломы хорошо наблюдаемы на аэрофотоснимках. Так, на южном склоне г. Саркут, разломом широтного простирания смещается мощная (до 15 м) дайка диорит-порфирита с амплитудой смещения около 10 м.

Здесь мы попытаемся вывести некоторые закономерности размещения разрывных нарушений на Алавердской антиклинальной складке. Наиболее крупные разломы или зоны повышенной трещиноватости имеют северо-восточное простирание. Характерны в этом отношении Чатын-Техутская и Арчаглух-Галванерсарская региональные зоны трещиноватости, с первой из которых, вероятно, связано Техутское проявление. Основная часть разрывных нарушений северо-восточного простирания является рудоконтролирующим на Алавердском и Ахтальском месторождениях, а трещины северо-западного и близширотного простираний контролируют оруденение Шамлугского месторождения.

Главные разломы района (Алавердский, Шамлугский) в северо-западной части периклинального замыкания Алавердской антиклинали повторяют очертания складки, что очень характерно для пространственного распределения трещиноватости на антиклинальных складках. Эти трещины, обычно, характеризуются небольшими амплитудами смещений и имеют, в основном, сбросовый характер.

Характерным для Алавердской антиклинальной складки является также система трещин северо-восточного и северо-западного простираний, заполненных жильно-магматическими образованиями. Если первые соответствуют поперечным, то вторые, располагаясь параллельно оси складки, намечают направление продольных систем трещиноватости. Большинство разломов Алавердского месторождения имеет северо-западное и близмеридиональное простирания. По нашему убеждению, их тоже следует отнести к группе продольных трещин. Они характеризуются сравнительно малыми значениями сдвиговых перемещений.

Рудные тела Алавердского рудного района имеют широтные, близширотные простирания. По времени образования они, по-видимому, следуют за появлением поперечных—северо-восточных трещин, часть которых может соответствовать сколовым трещинам поздних стадий развития Алавердской антиклинали, образовавшимся на периферийных частях (в отношении к своду) складки, в частности, на северо-западной периклинали Алавердской структуры. Некоторые отклонения от общепринятых закономерностей (ориентировка рудных жил и рудных скоплений) легко объяснимы, в связи с развитием мелких блоков на территории месторождений, образовавшихся после появления ранних разрывных нарушений. Зоны разрывных нарушений контролируют локализацию оруденения (они сконцентрированы, в основном, в висячих крыльях крутопадающих разломов и пространственно тяготеют к их зонам).

Ранее мы отметили, что все известные рудопроявления размещены в зонах с общим северо-восточным простиранием, следовательно, как на междуречьи, так и на северо-западной периклинали Алавердской

антиклинали, выявленные региональные зоны трещиноватости и крупные разрывные нарушения северо-восточного и близширотного направлений следует считать наиболее перспективными в отношении локализации рудных тел различных типов.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 6.XI.1974.

Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա. Զ. ԱԼԹՈՒՆՅԱՆ, Մ. Ս. ԱԶԻԶԲԵԿՅԱՆ

### ԳՈՒԳՐԱԿԱՆ ԼԵՆՆԵՐԻ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՄԱՍԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԽՈՇՈՐ ՃԵՂՔԱՎՈՐՎԱԾՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Գուգարաց լեռների կենտրոնական մասի ապարները ներկայացված են հրաբխային, հրաբխա-նստվածքային տարատեսակներով, որոնք ունեն միջին և վերին յուրայի, ինչպես նաև միջին էոցենի հասակ: Այս տարածքում կատարված ուսումնասիրությունների հետևանքով հնարավոր է դարձել ավելի մանրամասն ներկայացնել շրջանի ապարների տեկտոնական խախտումները, որոնցից են՝ Սանահին—Լավարի, Ակների խոշոր խզումնային խախտումները: Նրշվածներից բացի, հայտնաբերված են երեք ռեգիոնալ խախտումնային զոնաներ (Զաթին—Թեղուտի, Արջագլուխ—Գավառներսարի և Սառնաղբյուր—Կարմիր գյուղի), որոնք ունեն մեծ տարածում (տասնյակ կիլոմետրեր) ու հզորություն (500—700 մ):

Մանր խզումնային խախտումները հիմնականում կոտրվածքային տիպի են և հաճախ ուղեկցվում են հիդրոթերմալ փոփոխման հզոր զոնաներով:

Հոդվածում փորձ է արված բացատրել Ալավերդու անտիկլինորիումի խզումնային խախտումների տարածական տեղաբաշխման օրինաչափությունները և հանքայնացման կապը նրանց հետ:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ананян Э. В., Алтунян А. З., Азизбекян М. С. Новые данные о структуре центральной части Гугарацких гор (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1974.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Барканов И. В. Очерк геологии и рудных месторождений северной части Степанаванского района Армянской ССР и Башкичетского района Грузинской ССР. «Проблемы сов. геол.», № 1, 1936.
4. Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А. Алавердский рудный район. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1968.

УДК 553.442:553.2:550.42

Г. О. ГРИГОРЯН, Р. А. ТОРОСЯН

О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ И МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ  
РУДНЫХ ТЕЛ АХТАЛЬСКОГО БАРИТО-  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Строение и структурные условия локализации рудных тел Ахтальского месторождения в разное время изучали О. Т. Степанян, Н. А. Фокин, М. Л. Лачинян, Б. С. Вартапетян, Н. М. Чернышев, С. В. Казарян, Г. О. Григорян, С. А. Зограбян [1]. Проведенные нами в 1971—72 гг. исследования и статистическая обработка результатов около 1000 количественных определений содержаний *Cu*, *Pb* и *Zn*, выполненных производственными организациями за период 1950—1972 гг. при разведке и эксплуатации месторождения, позволяют предложить детальную модель внутреннего строения и формирования рудных тел месторождения, что, в свою очередь, дает возможность сделать определенные практические выводы.

Наиболее важная особенность внутреннего строения рудных тел месторождения—зональность—отмечена многими исследователями. По мощности рудных линз, от висячего бока к лежащему, происходит смена типов руд в следующей последовательности: I—массивные баритовые руды, мощностью 1—3 м; II—массивные полиметаллические руды с преобладанием сфалерита, мощностью 1—3 м; III—прожилково-вкрапленные полиметаллические руды, мощностью 3—6 м; IV—вкрапленные полиметаллические руды, мощностью 3—4 м; V—убогая минерализация (редкая вкрапленность) сульфидов в окварцованных плагио-порфирах, мощностью до 15 м.

На месторождении существует высокая положительная корреляционная связь (коэффициенты парных корреляций не менее 0,8) между содержаниями *Pb*, *Zn* и *Cu* при весьма резких вариациях их содержаний в рудных телах, что характерно для слабо- или недифференцированного рудоотложения. Одновременно, по мощности большинства рудных линз наблюдаются закономерные изменения отношений содержаний элементов *Zn:Pb*, *Zn:Cu*, *Pb:Cu* и *Zn×Cu:Pb* (показатели зональности). На обобщенной схеме геохимической зональности (рис. 1) отчетливо наблюдается смещение отдельных экстремумов на кривых показателей зональности. Этот факт свидетельствует о том, что при рудоотложении все же происходила дифференциация рудного вещества. Рудная часть (массивное и гнездово-прожилковое оруденение) по характеру кривых *Pb:Cu*, *Zn:Cu* и *Zn:Pb* резко отличается от ореольной. В последней кривые имеют по одному сильно асимметричному максимуму, расположенному в определенной последовательности относительно к

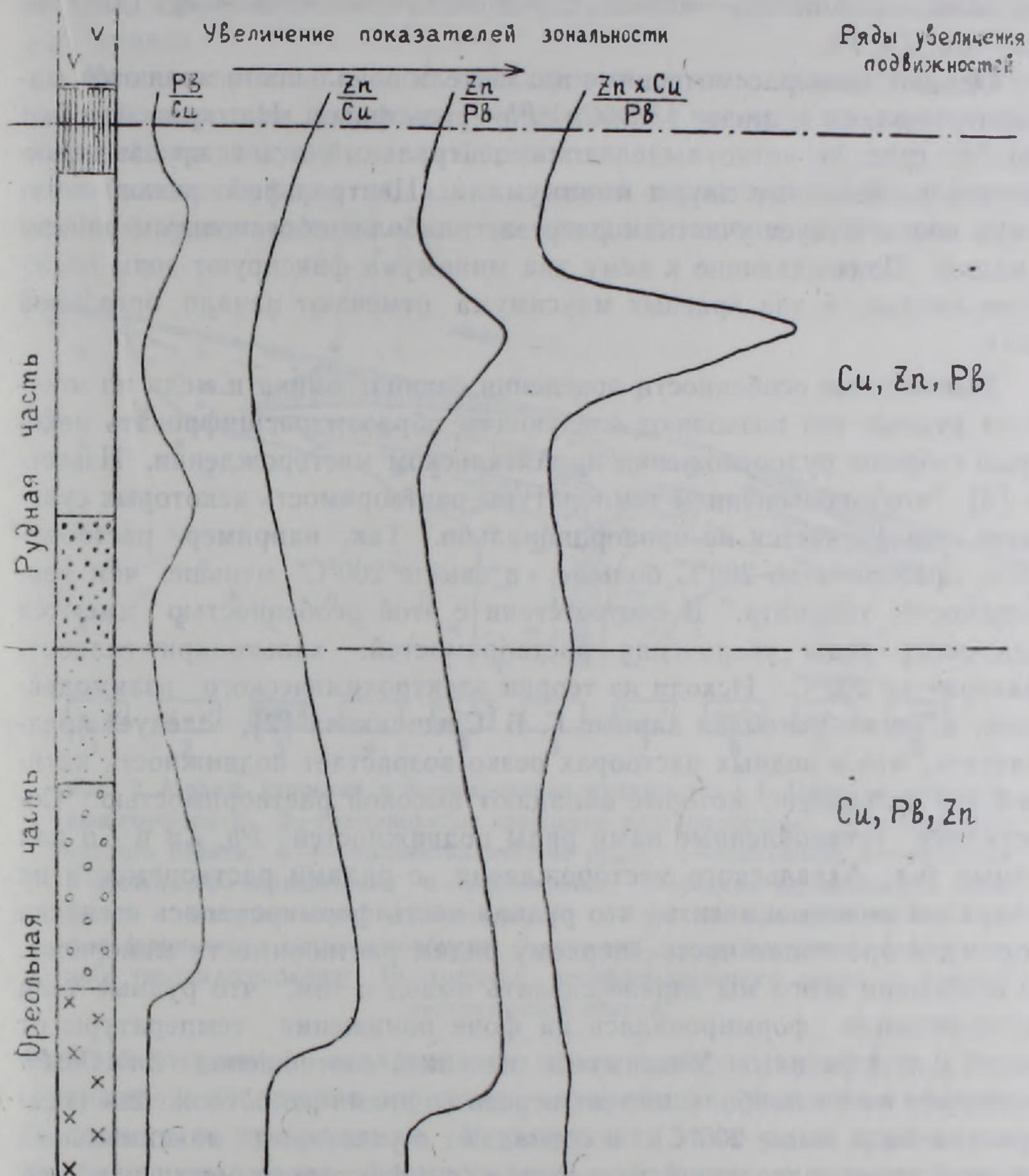


Рис. 1. Схема геохимической зональности по мощности рудных тел (условные обозначения на рис. 2).

границе с рудной частью. Положение этих экстремумов указывает на то, что дальше всех мигрировал цинк, а меньше—медь.

Фактически, при формировании ореольной части ряд увеличения подвижности был таким—*Cu, Pb, Zn*. В рудной части на кривых *Pb:Cu* и *Zn:Cu* выделяются центральные минимумы, указывающие на обогащенность медью центра рудного тела. По отношению к свинцу центр обогащен и цинком, т. к. кривая *Zn:Pb* образует здесь четко выраженный максимум. Эти данные указывают на то, что при рудоотложении свинец мигрировал в периферийные части рудной залежи, медь отлагалась в центре, а цинк—в промежутке между ними. Фактически, при формировании рудной части наиболее подвижным элементом был сви-

нец, а малоподвижным—медь, т. е. ряд увеличения подвижности был таким—*Cu, Zn, Pb*.

Однако, вышерассмотренные показатели зональности являются мало контрастными и лишь  $(Zn \times Cu):Pb$ —рельефным. На кривой  $(Zn \times Cu):Pb$  (рис. 1) четко выделяются центральный и два крайних максимума, разделенные двумя минимумами. Центральный резкий максимум соответствует участкам разреза, наиболее обогащенным цинком и медью. Примыкающие к нему два минимума фиксируют зоны осаждения свинца, а два крайних максимума отмечают начало ореольной части.

Выявленные особенности поведения свинца, цинка и меди по мощности рудных тел позволяют следующим образом расшифровать некоторые стороны рудоотложения на Ахтальском месторождении. Известно [3], что с повышением температуры растворимость некоторых сульфидов увеличивается не пропорционально. Так, например, растворимость сфалерита до  $200^{\circ}\text{C}$  больше, а свыше  $200^{\circ}\text{C}$  меньше, чем растворимость галенита. В соответствии с этой особенностью имеются следующие ряды увеличения растворимостей: халькопирит-галенит-сфалерит до  $200^{\circ}\text{C}$ . Исходя из теории электрохимического взаимодействия, а также учитывая данные Г. Б. Свешникова [2], следует предполагать, что в водных растворах резко возрастает подвижность катионов тех сульфидов, которые обладают высокой растворимостью. Сопоставляя установленные нами ряды подвижностей *Pb, Zn* и *Cu* для рудных тел Ахтальского месторождения с рядами растворимости их минералов можно заметить, что рудная часть формировалась согласно второму, а ореольная часть—первому рядам растворимости минералов. На основании этого мы вправе сделать вывод о том, что рудные тела месторождения формировались на фоне понижения температуры от центра к перифериям. Максимумы значения соотношения  $Zn \times Cu:Pb$  фиксируют места наибольшего подогрева во время рудоотложения (температура была выше  $200^{\circ}\text{C}$ ) и совпадают с участками максимальных значений сумм содержаний металлов, т. е. фиксируют места наибольшего привноса рудного вещества. Следовательно, участки с высокими значениями соотношения  $Zn \times Cu:Pb$  являлись каналами теплообмена.

Геометризация изменения соотношения  $Zn \times Cu:Pb$ , наряду с детальными структурными и минералогическими исследованиями, позволила нам выявить особенности внутреннего строения рудных тел Ахтальского месторождения и составить модель их формирования (рис. 2, 3). Судя по расположению полей максимального значения отношения  $Zn \times Cu:Pb$ , здесь выделяются простые и сложные рудные тела. Первые представляют собой грибообразные построения и характеризуются концентрически-зональным строением (рис. 2), а вторые—группу стыкующихся простых рудных тел. Известные на месторождении рудные линзы соответствуют «шалкам», а расположенные под ни-

ми зоны прожилково-вкрапленного оруденения—«ножкам» предлагаемой модели.

Каждое простое рудное тело сформировалось вследствие растекания газогидротерм по контакту порфиров с кварцевыми плагиопорфирами. «Шапка» рудного тела формировалась на тех участках, где кварцевые плагиопорфиры обладали высокой пористостью. Выщелачиваемое при рудоотложении вещество исходной породы отлагалось рядом,

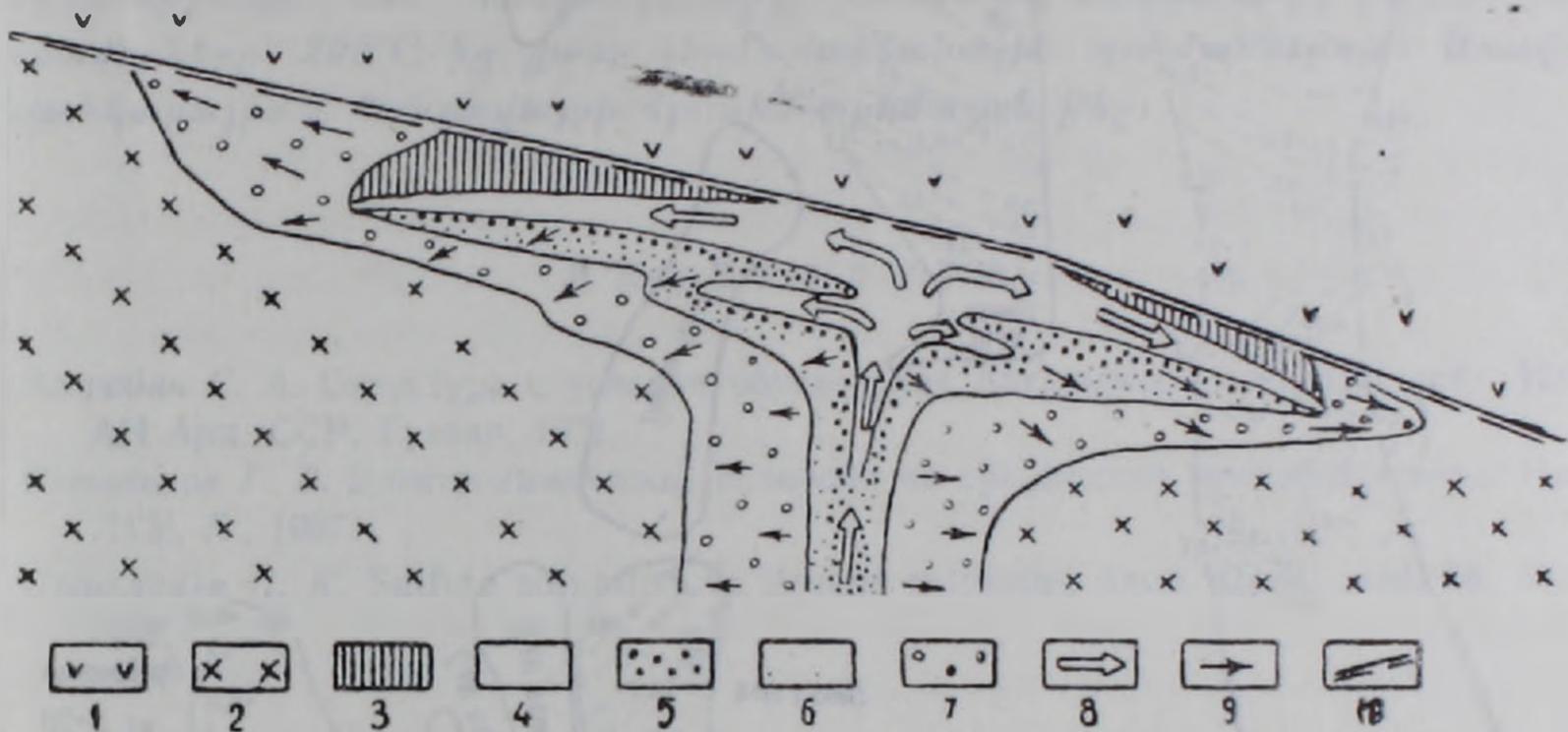


Рис. 2. Модель строения и формирования рудных тел. 1. Плотные андезитовые порфиры; 2—трещиноватые кварцевые плагиопорфиры; 3—залежи массивного барита; 4—6—полиметаллические руды; 4—массивные; 5—гнездовые и прожилково-вкрапленные; 6—вкрапленные; 7—редкая вкрапленность сульфидов в окварцованных плагиопорфирах; 8—участки преимущественно инфильтрационного теплообмена; 9—участки преимущественно диффузионного теплообмена; 10—трещина межформационного срыва с плотной тектонической глиной.

вызывая вторичное окварцевание пород и закупорку ее пор. Это затрудняло и постепенно тормозило циркуляцию рудоносных растворов до полного ее прекращения. В результате этого резко ограничивался объем рудоотложения, формировались небольшие по размерам рудные тела, какими и являются все простые рудные тела месторождения. Более того, из-за ограниченного масштаба инфильтрационного переноса вещества, вокруг рудных тел образовались только узкие ореолы рассеяния рудных компонентов. Этим, в свою очередь, объясняется и тот факт, что литогеохимические поиски на Ахтальском месторождении оказались малоэффективными.

Очертания изолиний на рис. 3 подсказывают, что рудоносные растворы в зону рудоотложения поступали по нескольким каналам изометрической конфигурации. В большинстве случаев эти каналы по местоположению совпадают с рудоподводящими каналами, установленными С. А. Зограбяном [2]. В то же время, исходя из конфигураций изолиний в рудных телах «Линза № 10» и «Линза № 11» (соответственно по два участка максимумов; обрыв изолиний у первого на западном и у второго на восточном флангах), мы считаем более справедливым

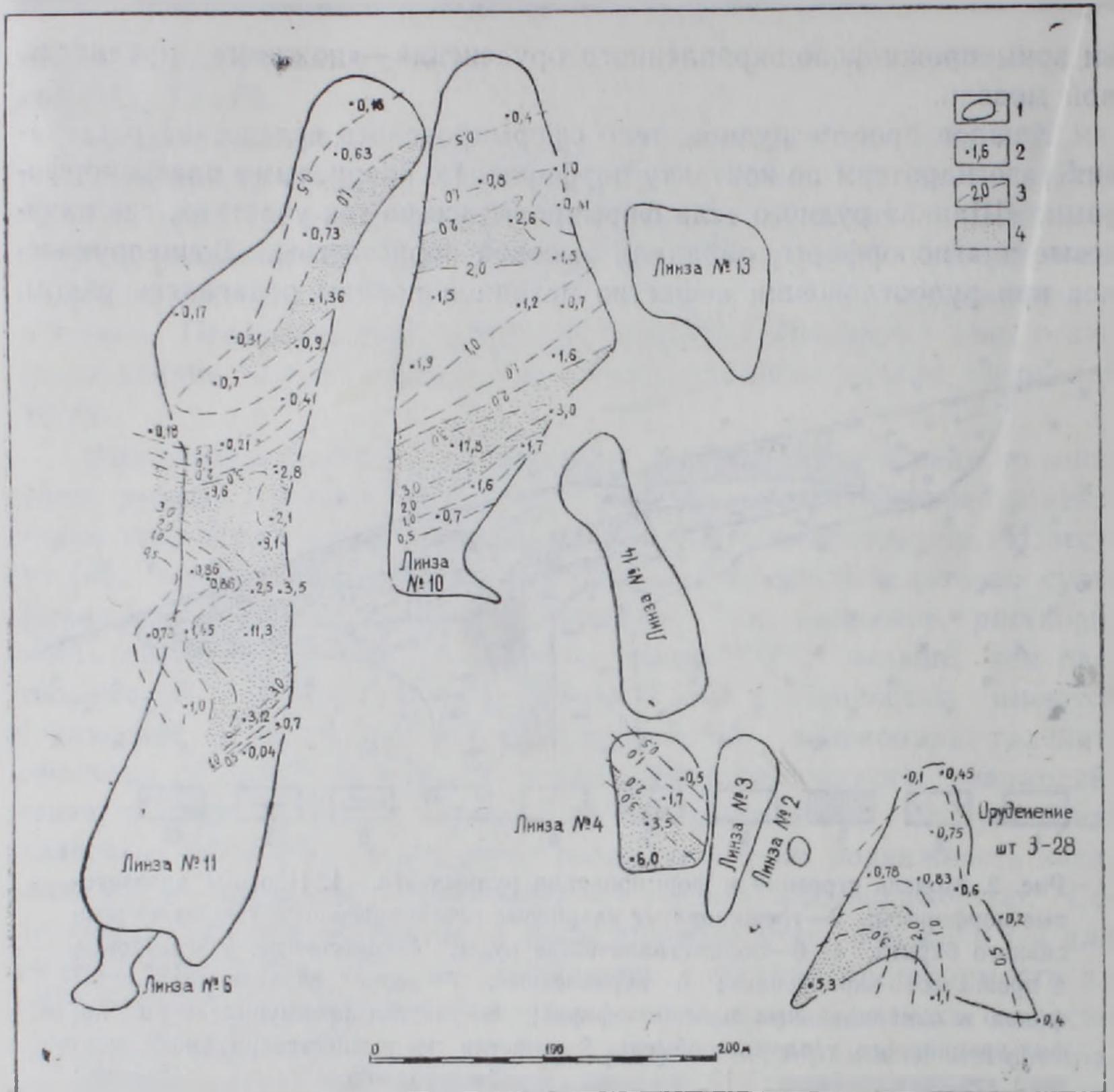


Рис. 3. Проекция рудных тел на горизонтальную плоскость. 1. Контуры рудных тел; 2—соотношение  $Zn \times Cu : Pb$  в исследованных колонках; 3—изолинии соотношения  $Zn \times Cu : Pb$ ; 4—места максимального теплообмена (рудопитающие каналы).

существующее мнение о том, что данные рудные тела первоначально представляли собой единое целое, впоследствии раздробившееся на две части, смещенные в разные стороны близмеридиональным разломом.

Ереванский государственный университет

Поступила 28.XI.1975.

Հ. Հ. ԳՐԻԳՐՅԱՆ, Ռ. Ա. ԹՈՐՈՍՅԱՆ

ԱԽԹԱՂԱՅԻ ԲՍՐԻՏ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՄԱՐՄԻՆՆԵՐԻ ՆԵՐՔԻՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԵՎ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Կառուցվածքային և երկրաբանական ուսումնասիրությունները հնարավորություն են ընձեռնել վերականգնելու միներալային և երկրաբանական զոնալականության առաջնային պատկերը, առաջադրելու հանքամարմինների

ներքին կառուցվածքի և ձևավորման մոդելը: Առանձնացվում են պարզ՝ սնկի քան երկրայինը: Համեմատական երկրաբանական անալիզը, երկրային խմբի ներք ձևավորվել են էկրանացնող «կոնտակտի» տակ, խորքից բարձրացող հանքաքեր լուծույթների արգելակումից: Ինֆիլտրիացիայի սահմանափակության հետևանքով առաջացել են ոչ մեծ չափերի պարզ հանքամարմիններ: Հանքային տարրերի առաջնային ցրման պսակների չափերը շատ փոքր են և սյդ պատճառով ցածր է երկրաքիմիական մեթոդներով որոնումների արդյունավետությունը: Հոծ հանքանյութերն առաջացել են 200°C-ից բարձր, իսկ ցանավորները՝ 200°C-ից ցածր ջերմաստիճանային պայմաններում: Առավել հեռանկարային է հանքավայրի հյուսիս-արևմտյան թևը:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Зограбян С. А. Структура и условия образования Ахталского месторождения. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1971.
2. Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Изд. ЛГУ, Л., 1967.
3. Czamanske G. K. Sulfide solubility in aqueous solutions, Econ. Geol., vol. 54, № 1, 1959.

УДК 550.42.84

С. А. ГРИГОРЯН, П. М. КАПЛАНЯН

## ОЦЕНКА РУДОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЗИЗБЕКОВСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ

Исследованная территория расположена к северо-востоку от курорта Джермук Армянской ССР, в верховьях р. Арпа.

В орографическом плане территория района представлена вулканическим нагорьем с перепадом высот от 3300 до 2900 м, постепенно переходящим к юго-западу в область глубокорасчлененного среднегорья с отдельными лавовыми потоками.

В пределах исследованной территории отмечается климатическая зональность, связанная с убыванием абсолютных отметок в направлении с северо-востока на юго-запад. Резкий перепад высот определяет здесь быстрый переход от климата нагорных тундр (Кюрбаглы-гяла и другие вершины нагорья) до умеренно-влажного. Годовая сумма осадков превышает 600 мм [1].

Распределение почвенно-растительного покрова довольно пестрое. Вышеуказанные особенности климата и фацциальная смена литологического состава пород создали на этой, сравнительно маленькой территории, многообразие почвенно-растительных типов.

Стратиграфический разрез описываемой территории представлен отложениями среднего эоцена (порфириты, местами гидротермально измененные туффиты, туфобрекчии), олигоцена (порфириты с участками гидротермального изменения), мио-плиоцена (туфопесчаники, туфобрекчии, частично измененные), верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями (андезиты, базальты, продукты вулканической деятельности). Порфириты среднего эоцена местами прорваны интрузивами гранитоидного состава (Джермукский, Зиракский интрузивы) [2]. По И. Г. Магакьяну [3], область входит в Айоцзорскую полиметаллическую провинцию медно-молибденового рудного пояса. Наиболее вероятными объектами поисков могут быть: медно-молибденовое, полиметаллическое и свинцово-цинковое оруденения.

Специфичностью геохимических методов поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния является зависимость особенностей их применения от природных факторов. Кроме биоклиматической зональности, эти особенности находятся в прямой зависимости также от геологического строения, характера рельефа, металлогенической специализации данной территории.

Поэтому основной задачей данного исследования является обоснование применяемых геохимических поисков, базирующихся на ландшафтно-геохимическом районировании исследуемой территории, в ре-

зультате которого устанавливаются особенности гипергенной миграции химических элементов в каждом из выделенных ландшафтов и обосновывается рациональная методика ведения геохимических поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния применительно к каждому ландшафту.

В основу проведенного ландшафтно-геохимического деления исследованной территории положен принцип, предложенный А. И. Перельманом [4]. Сущность принципа заключается в анализе биоклиматических, рельефно-морфологических, геолого-литологических условий с учетом класса водной миграции элементов и соединений.

Всего, в М 1:25000, на исследованной территории выделено восемь геохимических ландшафтов, каждый из которых характеризуется определенными фоновыми содержаниями металлов в породах, почвах и донных отложениях (рис. 1).

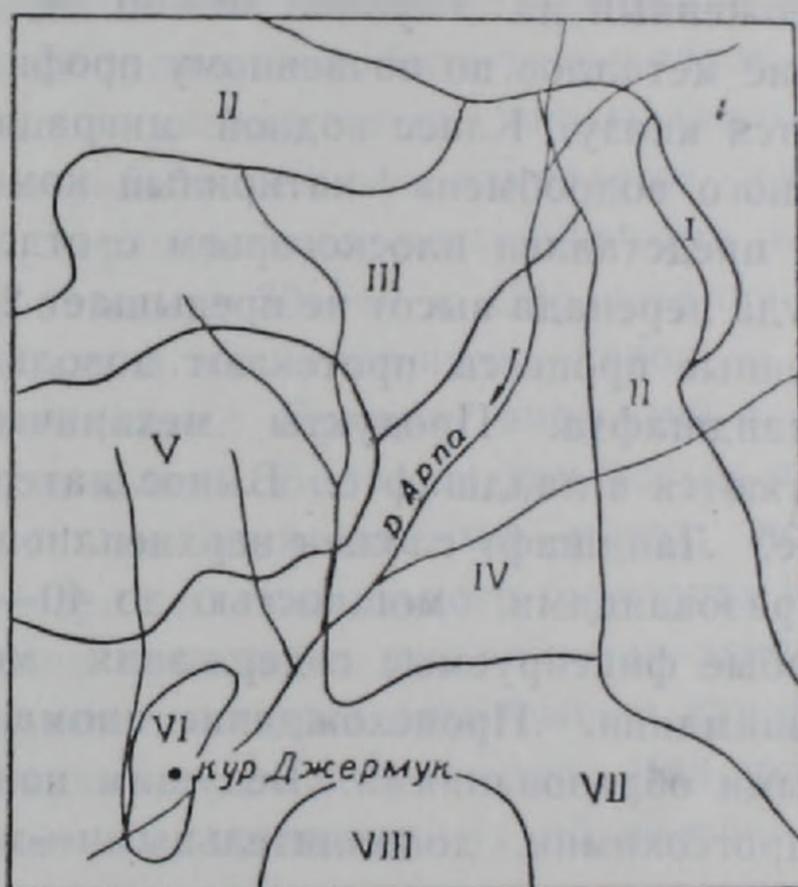


Рис. 1. Схематическая карта геохимических ландшафтов северо-восточной части Азизбековского района.

I. Субнивальный ландшафт, развитый на примитивных почвах с кислым классом водной миграции в условиях плоскогорья, сложенного верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями, характеризуется образованием механического ореола. Ландшафт автономен и привнос материала исключен. Почвенный покров практически отсутствует—ландшафт абиогенен. Класс водной миграции—кислый. Отмечается интенсивный вынос щелочных и щелочно-земельных катионов. В почвенном покрове металлы практически отсутствуют.

Распределение продуктов разложения по рельефу резко неравномерное с образованием гравитационной дифференциации по склонам. Ландшафт сложен верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями. Эти образования безрудны и любые фиксируемые содержания металлов-индикаторов во вторичных продуктах заслуживают внимания. Происхождение аномалий следует связывать с подлавовы-

ми образованиями. Применение геохимических поисков на этой территории весьма ограниченное. Наиболее рациональна в этих условиях гидрогеохимическая съемка.

2. Альпийский ландшафт, развитый на дерново-торфянистых почвах с кислым классом водной миграции в условиях плоскогорья, сложенного верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями.

Здесь, наряду с механическим выветриванием, отмечаются и солевые ореолы. Процессы выноса гипергенного материала резко преобладают над аккумуляцией. Отмечается небольшая биогенная аккумуляция ряда элементов в живом веществе. Мощность почвенного покрова не превышает 50—60 см. Отмечается некоторая дифференциация почвенного разреза, верхние горизонты которого представлены продуктами разложения органики. Иллювиальный горизонт (горизонт вымывания), расположенный на глубине 40—50 см, выражен весьма нечетко. Содержание металлов по почвенному профилю—низкое и несколько увеличивается книзу. Класс водной миграции—кислый. В результате интенсивного водообмена катионный комплекс выносится. Рельеф ландшафта представлен плоскогорьем с отдельными конусами вулканов. Амплитуда перепада высот не превышает 250—300 м. Вследствие этого гипергенные процессы протекают довольно равномерно по всей поверхности ландшафта. Продукты механического сноса (каменные осыпи) остаются в ландшафте. Вынос материала—в коллоидной и ионной форме. Ландшафт сложен верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями, мощностью до 40—50 м. Образования безрудны и любые фиксируемые содержания металлов-индикаторов заслуживают внимания. Происхождение аномалий следует связывать с подлавовыми образованиями. Ведущим поисковым методом может служить гидрогеохимия, дополнительными—метод донных отложений и, частично, биогеохимия.

3, 4. Субальпийские ландшафты, развитые на черноземовидных почвах, с кислым, переходящим в кальцевый класс водной миграции, в условиях: а) плоскогорья, сложенного верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями; б) плато, сложенного верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями.

Оба описываемых ландшафта этого типа в геохимическом сопряжении—подчиненные. Это в значительной степени определяет геохимическую направленность процессов, протекающих в описываемых ландшафтах. С одной стороны, процессы, протекающие в них самих, и с другой—влияние автономных ландшафтов накладываются друг на друга, создавая нередко противоположно-направленные процессы. Это влияние в различных элементарных ландшафтах различно. Основным фактором—степень влияния автономного ландшафта на подчиненный. Привнос—вынос гипергенного материала в ландшафтах этого типа несколько сбалансирован.

Почвенный покров, мощность которого достигает 70—75 см, более

дифференцирован. Четко проявляется иллювиальный горизонт со значительным накоплением подвижного углекислого кальция.

Процессы, относящиеся к окислительному ряду, с поверхности почвенного горизонта носят кислый характер, а иллювиальный—(горизонт вымывания)—карбонатный. И если с поверхности типоморфным элементом является водородный ион, обуславливающий вынос катионов из верхов почвенного горизонта, то в иллювиальном горизонте, напротив, типоморфным является подвижный углекислый кальций, приводящий к накоплению преимущественно карбонатных соединений, в том числе и металлов. Мощность промытой части почв, характеризующейся кислым классом миграции, достигает 40 см. Содержание металлов по профилю почв увеличивается с глубиной, достигая максимума в иллювиальном горизонте.

а) Распределение продуктов гипергенеза неравномерное. Аккумуляции подвержена илисто-глинистая фракция на платообразных участках рельефа, которая может быть результатом сноса и с автономного ландшафта, расположенного выше описываемого.

На участках перегиба рельефа отмечается глыбовый делювий. Ландшафт сложен верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями, мощностью до 30—40 м. Образования безрудны и любые фиксируемые содержания металлов-индикаторов во вторичных продуктах заслуживают внимания. Природу аномалий следует связывать с подлавовыми образованиями. Ведущим поисковым методом может служить гидрогеохимия, дополнительными—метод донных отложений, частично, металлотрия иллювиального горизонта почв, биогеохимия.

б) Распределение продуктов гипергенеза—равномерное. Наибольшее влияние вышерасположенных автономных ландшафтов отмечается на участках их геохимического сопряжения. Ландшафт сложен верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями. Происхождение аномалий во вторичных продуктах выветривания следует связывать с подлавовыми образованиями как данного, так и вышерасположенных ландшафтов. Здесь также ведущим поисковым методом может выступать гидрогеохимия, а вспомогательными—метод донных отложений, частично, металлотрия иллювиального горизонта почв, биогеохимия. Со значительным содержанием глин каолинитового ряда в составе донных отложений связана дифференцированная миграция материала от источника сноса. Катионы рудных компонентов минерализации ( $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ ), как правило, меньше сорбируются глинами этого ряда, чем анионные комплексы ( $MoO_4$ ,  $CrO_4$ ) [4]. В результате, в донных отложениях ручьев относительное накопление сорбированного молибдена и олова\* представлено не очень контрастными, но широкими ореолами.

\* Будучи элементом гидролизатом и комплексообразователем, олово в околонейтральных водах мигрирует в виде гидрооксикомплексов  $Sn(OH)_n^{4-n}$ ; фторкомплексов  $SnF_n^{4-n}$ ; смешанных комплексов типа  $Sn(F, OH)_n^{4-n}$  или оловоорганических анионных комплексов.

5. Луговостепной ландшафт, развитый на горных черноземах влажных степей. В ландшафтах этого типа интенсивно протекают процессы гипергенеза. Отмечается полное господство солевых ореолов. Основной тип миграции—ионная форма, процессы окисления и последующего солевого выщелачивания опережают денудацию. Таким образом, процессы аккумуляции гипергенного материала преобладают над процессами выноса материала за пределы ландшафта. Отмечается значительное влияние сопряженных автономных ландшафтов.

Почвенный покров имеет мощность до 70—80 см. Биологический круговорот обуславливает кислое выщелачивание из верхней части почвенного горизонта. Отсюда вымываются: кальций, магний, натрий, калий, железо, кремний. Однако, мощность этого слоя составляет 40—50 см, ниже которого процесс выноса постепенно убывает, уступая место иллювиальному горизонту, в котором происходит накопление вынесенного материала. Таким образом, кислый класс миграции на поверхности почв сменяется кальциевым на глубине. В поймах рек и на оставленных рекой меандрах развиваются процессы заболачивания почв, в которых резко кислая окислительная обстановка с поверхности сменяется восстановительной кислотой, в условиях которой регенерируются гидротроилит и другие сульфиды металлов. Подобные участки служат геохимическим барьером, на котором могут осаждаться металлы.

Таким образом, кислый, переходящий в кальциевый, класс водной миграции обеспечивает с поверхности высокую интенсивность процессов. Однако, значительная часть гипергенного материала остается в ландшафте. Распределение продуктов гипергенеза в условиях данного ландшафта, представленного плато—равномерное. Ландшафт сложен верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими образованиями. Образования безрудны и любые фиксируемые содержания металлов-индикаторов во вторичных продуктах заслуживают внимания.

Происхождение аномалий следует связывать с подлавовыми образованиями. Ведущим поисковым методом может служить гидрогеохимия в сочетании с методом донных отложений, частично, металлометрией иллювиального горизонта почв и биогеохимией. Гидрогеохимические и сорбционно-солевые ореолы, как правило, более контрастны, чем в предыдущих ландшафтах и удалены от источника сноса на несколько сот метров.

6, 7, 8. Ландшафты умеренно-влажных степей, развитые на горных черноземах с кальциевым классом водной миграции в условиях: а) плато, развитых на верхнеплиоцен-четвертичных вулканических образованиях; б) средних, глубоко расчлененных гор, развитых: 1) на комплексе третичных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород; 2) на гранитоидах третичного возраста.

Ландшафты данного типа характеризуются преимущественно аккумуляцией гипергенного материала, являясь к тому же в геохимическом сопряжении ландшафтами подчиненными. Они аккумулируют и продукты, привнесенные с вышележащих автономных ландшафтов. Основной тип миграции вещества—ионная и коллоидная формы. Зна-

чение механического сноса—небольшое. Продукты последнего хорошо отсортированы. Преобладающими почвами являются черноземы. Мощность их достигает 60—70 см. Катионы превосходят количество анионов органических кислот, поэтому возникающие кислые гумусовые вещества полностью нейтрализуются кальцием, что обеспечивает малоподвижность металлов и определяет слабощелочную и нейтральную среду. Избыток кальция поступает в нижние горизонты почв и осаждается в виде углекислого кальция, образуя горизонт обызвесткования (последний образуется и на бескарбонатных породах). Поступающие соединения задерживаются преимущественно в этом горизонте. Интенсивному выносу подвержены лишь хлориды и сульфаты натрия. Нейтральная и слабощелочная реакция раствора, слабое промывание почв обеспечивают значительные накопления в них металлов (цинк, медь, свинец, молибден и др.). Таким образом, типоморфным элементом данных ландшафтов является кальций. По всему профилю почв господствует подвижный углекислый кальций, увеличивая свое влияние в иллювиальном горизонте: а) Распределение продуктов гипергенеза в ландшафте равномерное, но обмен гипергенным материалом (из-за некоторого дефицита воды на поверхности лав) значительно замедлен. Верхнеплиоцен-четвертичные вулканические образования, слагающие данный ландшафт, безрудны. Происхождение аномальных содержаний металлов во вторичных продуктах следует связывать с подлавовыми образованиями. Ведущим поисковым методом здесь может служить металлометрическое опробование иллювиального горизонта в сочетании с гидрогеохимией, методом донных отложений, почвенной гидрогеохимией, биогеохимией. б) Преимущественное накопление гипергенного материала (особенно в коллоидном и сорбционно-солевом состоянии) отмечается в нижних частях склонов. Таким образом, распределение вторичных продуктов по ландшафтам весьма неравномерное: 1) Третичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие данный ландшафт, представлены: порфиритами, местами гидротермально измененными, туфобрекчиями, туфоконгломератами. Фоновые содержания металлов-индикаторов в водах гидротермально-измененных участков и в приконтактной зоне с интрузивными породами несколько завышены. Увеличение фона отмечается и в донных отложениях. Основным поисковым методом в этом ландшафте может выступать—металлометрия в сочетании с гидрогеохимией, методом донных отложений, шлиховой съемкой, почвенной гидрогеохимией, биогеохимией. 2) В пределах распространения гранитоидов третичного возраста фоновые содержания металлов-индикаторов в водах завышены. Завышены фоновые содержания и в донных отложениях. В пределах данного ландшафта рационален комплекс геохимических поисков, рекомендованный для условий предыдущего ландшафта.

На основе вышесказанного в пределах исследованной территории были интерпретированы гидрохимические и сорбционно-солевые аномалии, полученные авторами при проведении поисковых работ. С этих

же позиций трактовались и результаты шлиховой съемки, проведенной А. Г. Мидяном в 1966 г.

а) *Гидрогеохимические аномалии*

Наиболее широким ореолом рассеяния аномальных содержаний в водах характеризуется цинк. Обладая хорошей миграционной способностью, цинк в аномальных содержаниях фиксируется во всех ландшафтах. Некоторое увеличение содержаний цинка в водах ландшафтов умеренно-влажных степей связано с процессами аккумуляции.

Аномальные содержания молибдена в водах несколько локальнее и связаны с участками преобладающей аккумуляции гипергенного материала. Малые содержания молибдена в водах, дренирующих альпийские и субальпийские ландшафты, объясняются тем, что анионный комплекс  $MoO_4$  сорбируется илесто-глинистой фракцией донных отложений, о чем будет сказано ниже. Контуры аномальных содержаний меди весьма локальны и совмещаются с ореолами молибдена (район Сарцалинского источника).

Во всех отобранных пробах воды аномальные содержания свинца не были отмечены. Наиболее широким ореолом аномальных содержаний характеризуется сульфат-ион. Содержание его с северо-востока на юго-запад увеличивается, достигая максимума в ландшафтах умеренно-влажных степей. Совмещение пометальных гидрогеохимических карт позволяет сделать следующий вывод: разорванность аномалий в пространстве объясняется различием миграционных способностей описанных элементов в водной среде и их зависимостью от ландшафтно-геохимических условий. Источник же сноса рудного материала локализован к западу от источника Сарцали, в пределах вулканогенной толщи олигоцена (?), перекрытой верхнеплиоцен-четвертичными андезито-базальтовыми лавами (рис. 2).

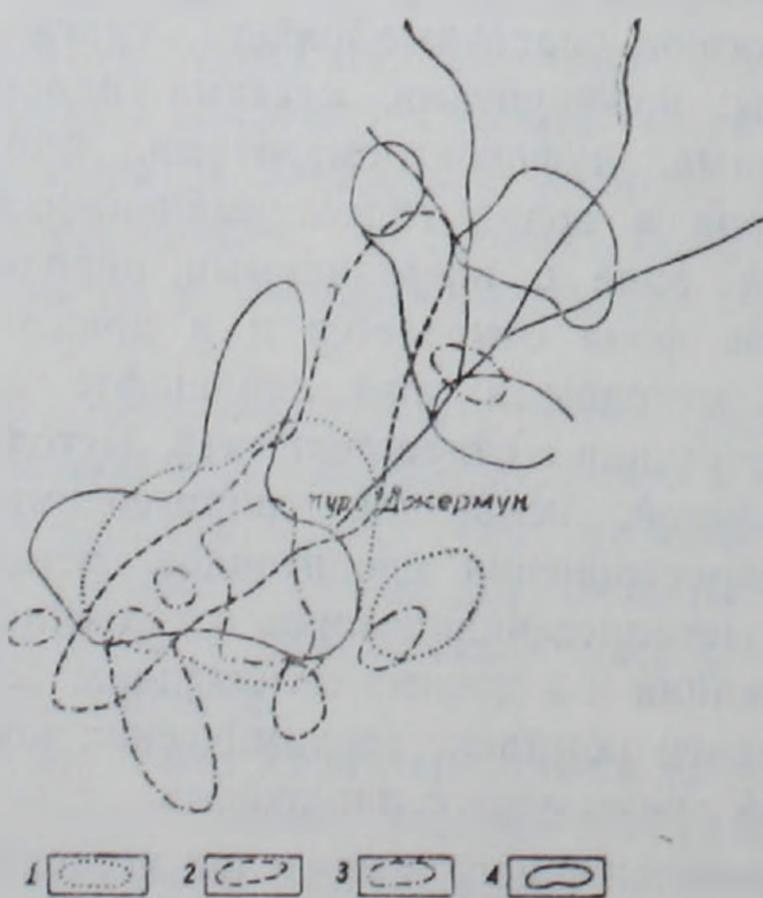


Рис. 2. Схематическая карта аномальных содержаний элементов в природных водах.  
1. Молибден. 2. Цинк. 3. Медь. 4. Сульфат-ион.

Наиболее вероятная минерализация—медно-молибденовая.

б) Сорбционно-солевые аномалии.

Широким ореолом аномальных содержаний в донных отложениях характеризуется молибден. Аномальные содержания молибдена в донных отложениях превосходят даже ореолы содержаний цинка в водах. Объясняется это, по-видимому, тем, что глины каолинового ряда лучше сорбируют анионные комплексы, в то время как катионы металлов продолжают мигрировать в ионной форме. В пользу высказанного предположения говорят и факты широкого распространения в этих же контурах аномальных содержаний олова, фосфора и хрома, миграция которых в водной среде также представлена анионными комплексами (кстати, повышенные содержания фосфора связаны с разложением апатитов, повсеместно распространенных в вулканогенной формации этого региона). Значительное увеличение молибдена в донных отложениях отмечается в подчиненных ландшафтах умеренно-влажных степей, где аномальные содержания его совмещаются с ореолами меди и цинка.

Аномальные содержания меди в донных отложениях приурочены к ландшафтам умеренно-влажных степей, где процессы аккумуляции гипергенного материала проходят довольно интенсивно. Сорбционно-солевые ореолы меди так же, как и гидрогеохимические, весьма локальны, что подтверждается и данными шлиховой съемки. В пространственной зональности накопление меди в илисто-глинистой фракции происходит раньше цинка, сорбционно-солевые ореолы которого наиболее удалены от предполагаемого источника сноса (рис. 3).

Следовательно, разорванность ореолов различных металлов следует связывать с сорбционными свойствами глинистых минералов. Последовательность сорбции можно представить следующим рядом:



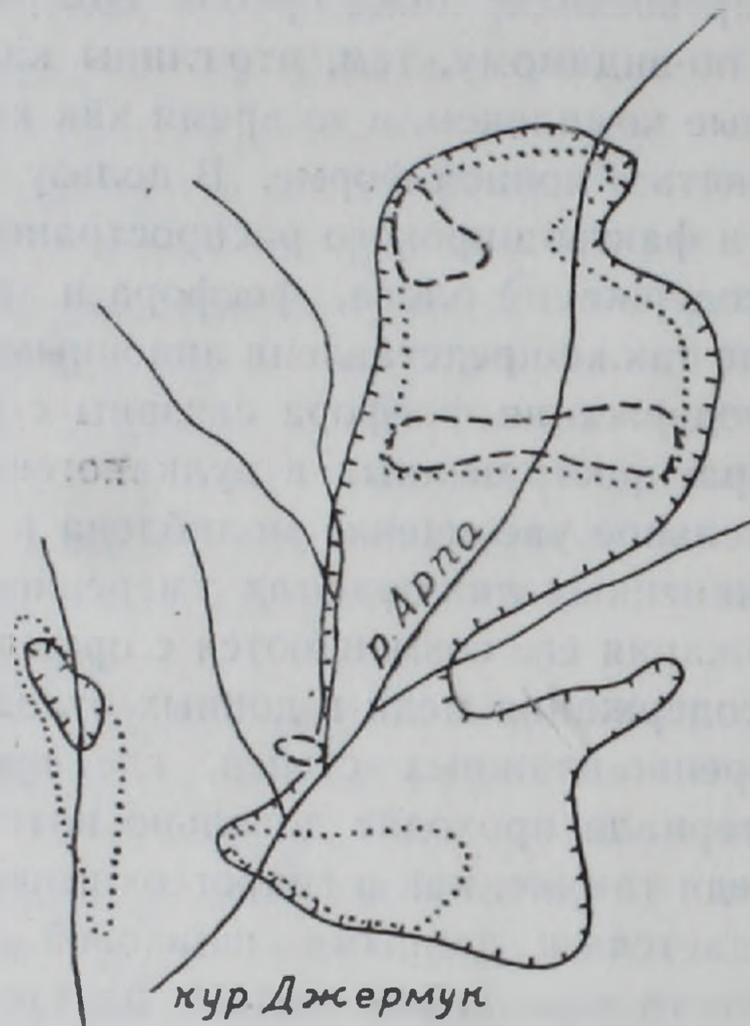
В результате анализа составленных карт наблюдается следующая закономерность:

Наиболее широкий гидрогеохимический ореол у цинка, которому соответствует сорбционно-солевой ореол молибдена. Гидрогеохимический ореол молибдена и сорбционно-солевой—цинка смещены к юго-западу и локализируются в ландшафтах, характеризующихся относительным накоплением гипергенного материала. Ореолы повышенного содержания меди по данным гидрогеохимии, донных отложений и шлиховой съемки совпадают и располагаются также в ландшафтах умеренно-влажных степей, в которых преобладают процессы аккумуляции. Сорбционно-солевой ореол олова, совпадающий с сорбционно-солевым ореолом молибдена, располагается несколько выше контуров повышенного содержания сурьмы и в шлихах.

Общая площадь заражения продуктов гипергенеза компонентами рудной минерализации весьма значительна (порядка 55—60 кв. км). Таким образом, резюмируя вышесказанное, нами делается следующий вывод:

Оруденение, преимущественно полиметаллического и медно-молиб-

денового типа, локализованное в вулканогенной толще олигоцена (?), перекрыто верхнеплиоцен-четвертичными андезито-базальтовыми лавами. Площадь заражения рудной минерализацией значительна и локализована в верховьях ущелья р. Арпа. Местами, в «окнах» андезито-



Условные обозначения :

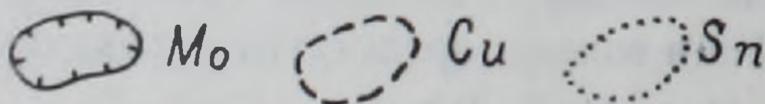


Рис. 3. Схематическая карта металлотрических аномалий по потокам рассеяния:

базальтов, выступают гидротермально измененные вулканогенные образования. Зона измененных пород, мощностью до 8—10 км, протягивается на северо-запад и погружается под Мурадсарское лавовое плато. На этой площади рекомендуется постановка детальных поисковых работ.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 13.V.1976.

Ս. Ա. ԳՐԻԳՐՅԱՆ, Պ. Մ. ԿԱՓԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԱԶԻԳՔԵԿՈՎԻ ՇՐՋԱՆԻ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ  
ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ԳԵՈԼՈԳԻԱԿԱՆԸ ՅՐՄԱՆ ԵՐԿՐՈՐԴԱՅԻՆ ԵԶՐԱՊՍԱԿՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Տվյալ հոդվածի հիմնական խնդիրը հանդիսանում է ուսումնասիրվող տարածքի լանդշաֆտային գեոքիմիական շրջանացման հիման վրա գեոքիմիական որոնման կիրառման հիմնավորումը:

Հաստատվում է յուրաքանչյուր առանձնացվող լանդշաֆտի քիմիական տարրերի հիպերգեն միգրացիայի առանձնահատկությունները և հիմնավորվում է ամեն մի լանդշաֆտի նկատմամբ գեոքիմիական որոնման ուղղորդման մեթոդիկան:

Սահմանադատվում են հանքային բաղադրամասերի բարձր պարունակություն ունեցող տեղանքները և կանխատեսումներ են արվում այդ տեղանքների մետաղածնական մասնագիտացման մասին:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
2. Геология СССР, том XLIII, Армянская ССР, под ред. А. Т. Асланяна. Изд. «Недра», 1970.
3. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 6, 1959.
4. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Высшая школа, 1966.

УДК 550.42

Т. Н. КЮРЕГЯН

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ДАСТАКЕРТСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Гидрогеохимические работы, в масштабе 1:50000, велись на фланговых частях Дастакертского рудного поля, находящегося на северном склоне Баргушатского хребта, с целью выявления медно-молибденовых перспективных рудных участков.

Геологическое строение рудного поля отличается сложной пестротой вулканогенных образований нижнего и среднего эоцена, в основном, представленных плагиоклазовыми, роговообманковыми, пироксеновыми базальтами и гранодиоритами.

В исследуемом районе по характеру и условиям, а также литологическим особенностям водовмещающих пород выделяются следующие типы вод (см. табл. 1).

Таблица 1

Тип вод	Химический состав	Минерализация мг/л	рН
Грунтовые воды наносных отложений	$HCO_3-Ca-Na: HCO-SO_4-$ $-Ca-Na$	0,1—0,4	6,9—8,6
Грунтово-трещинные воды коренных пород	$HCO_3-Ca-Na: HCO_3-$ $-SO_4-Ca-Na: SO_4-$ $-HCO_3-Ca-Na$	0,2—0,7	7,0—8,6

Наряду с этими типами вод отмечаются также трещинно-жильные и минеральные воды, которые, однако, не подлежали нашим целям изучения.

Самым широким распространением в пределах исследуемого района пользуются грунтово-трещинные воды, связанные с вулканогенной толщей плагиоклазового и гранодиоритового составов нижнего эоцена. Последние явились объектом наших исследований.

Всего было опробовано 112 водопунктов.

В связи с тем, что воды описываемой территории характеризуются малой степенью минерализации (от 100 до 700 мг/л) и относительно высоким содержанием микроэлементов (до *n.* 1,0 мг/л), возникла необходимость выбора такого метода анализа, который позволил бы определить в водах наиболее широкий круг элементов, отражающих гидрогеохимическую обстановку рудного поля.

С этой целью, на местах отбора проб производилось концентрирование микроэлементов на смешанном сорбенте с последующим спектрохимическим окончанием [3]. Эта методика опробовалась нами ранее

[6] и дала удовлетворительные результаты как в отношении большой чувствительности, так и в фиксировании большого числа микроэлементов в подземных водах. С помощью последнего было выявлено присутствие следующих элементов: молибдена, меди, свинца, цинка, серебра, кобальта, олова, сурьмы, стронция, бария, висмута, галлия, иттрия, иттербия, бериллия, скандия, золота. При этом ряд элементов (свинец, цинк, серебро, сурьма, галлий, иттрий, иттербий, бериллий) встречается чаще (в более чем 90% проб), для других (молибдена, меди, стронция, бария, скандия, кобальта) встречаемость колеблется от 50 до 80%. У таких элементов как олово, висмут, золото, мышьяк встречаемость меньше 30%.

В выделенном И. Г. Магакьяном медно-молибденовом типе руд Армянской ССР определяется следующий комплекс металлов: медь, молибден, серебро, кобальт, мышьяк, сурьма. При гидрогеохимических исследованиях, проведенных Н. И. Долухановой, в водах медно-молибденовых месторождений Арм. ССР были обнаружены медь, цинк, молибден, серебро, барий, титан, стронций.

Результаты, полученные с помощью смешанного сорбента, показывают, что выявлена более широкая гамма микроэлементов.

Кроме того, нами отбирались пробы для полного химического анализа на шесть макрокомпонентов, а также на йод, молибден, медь и рН (химическими анализами медь не была зафиксирована ни в одной пробе).

Спектральные и химические анализы производились в соответствующих лабораториях ИГН АН Армянской ССР, причем спектрохимические определения производились на высокочувствительном анализаторе ДФС-13.

В природных средах распределение химических элементов подчинено определенным математическим законам. В практике геохимических исследований применяются различные методы статистической обработки материала; последние позволяют более объективно обосновать полученные результаты, количественно оценивая в каждом конкретном случае достоверность и точность сделанных выводов.

Для оценки эмпирических распределений, цифровой материал, полученный с помощью спектрохимических и химических анализов, следует характеризовать числовыми показателями. Согласно работам Д. А. Радионова [6], П. А. Удодова и Б. И. Шестакова [8] и других исследователей, главными оценками эмпирических распределений являются средние значения и мера дисперсии. Распределение частот задается только при помощи двух этих величин. Поэтому наиболее часто приводимые средние значения оказываются недостаточными и должны постоянно дополняться данными, относящимися к дисперсии.

Существует предположение [8], что содержание микроэлементов в водах подчиняется логнормальному закону распределения.

Проведенные расчеты показали, что имеющиеся асимметрия и эксцесс соответствуют этому закону распределения.

Результаты математической обработки спектрохимических анализов вод обобщены в прилагаемой таблице.

Применяя математико-статистический анализ микрокомпонентного состава исследуемых вод, были объективно оценены их средние (фоновые) содержания.

Учитывая частоту встречаемости микроэлементов в водах, их можно расположить в ряд в порядке уменьшения средних содержаний. Этот ряд будет выглядеть таким образом:  $Sr > Ba > Zn > Sb > Pb > Cu > Ag > V > Mo > Ga > Yb > Be$ .

До настоящего времени в методических работах по гидрогеохимическим поискам мало внимания уделяется вопросу объективного определения пределов аномальных значений элементов-индикаторов, характеризующих, по существу, границу распределения первичных ореолов рассеяния рудных тел. Проведенные нами исследования в заданном районе привели к тому, что определение микрокомпонентного состава вод и их пределы колебаний подчиняются как математическим, так и геохимическим закономерностям, с определенной заданной доверительной вероятностью, прибавленной к фоновым значениям элементов. Так, за пределы фоновых значений приняты  $\bar{X} \pm \bar{X} + S$ .

В результате гидрогеохимических съемочных работ были оговорены перспективные рудоносные участки. Предлагаемые методы картографического изображения водных ореолов рассеяния весьма различны. Мы придерживались методики, предложенной Г. А. Голевой, С. Р. Крайновым и И. Ю. Соколовым в работе «Методические указания по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений».

Исходя из этой методики, оговаривались те точки опробования, где содержания элементов—индикаторов в водах медно-молибденового рудного поля превышали по: меди—0,03 мг/л, молибдену—0,007 мг/л, сульфат-иону—40 мг/л, цинку—0,15 мг/л, свинцу—0,09 мг/л, серебру—0,017 мг/л, сурьме—0,1 мг/л, т. е. принимались пределы минимально-аномальных и более содержаний ( $X_{\text{аном.}} \geq \bar{X} + 2S$ ).

При оговаривании также учитывалось направление движения грунтово-трещинных вод.

Как показали результаты обработки полевых и стационарных данных, вокруг рудных тел развиваются ореолы широкого круга химических элементов, характерных для данного типа рудной минерализации.

Весь комплекс элементов-индикаторов приурочен к Зангезурской вулканогенной толще нижнего эоцена. Такие элементы, как молибден, серебро, сурьма и, частично, свинец, сульфат-ион и образуют весьма широкие ореолы. Ореолы рассеяния по молибдену и сульфат-иону распространены в пределах бассейна верховьев рек Айдара, Дастакерт и Кыз-Кошты.

Заметное вклинивание и совмещение ореолов рассеяния элементов (*Mo* и *Cu*) более конкретно указывают на местонахождения медно-молибденовой рудной минерализации.

В районе бассейнов рек Мурхуз, Софулу и западного склона г. Кош-

Сравнительная характеристика гидрогеохимических данных по трещинно-грунтовым водам Дастакертского рудного поля

Нейденные элементы в водах	К-во обнаружений	Содержание элементов, мг/л					
		интервал содержаний	среднее содержание	доверительный интервал средних содержаний	фоновые содержания	пределы аномальных содержаний	
						нижний	истинный
Молибден	43	0,0003 — 0,08	0,004	0,004 ± 0,00006	0,004 ÷ 0,007	0,007 — 0,013	0,013 — 0,025
Медь	37	0,001 — 0,07	0,0085	0,009 ± 0,001	0,009 ÷ 0,014	0,014 — 0,024	0,024 — 0,04
Свинец	63	0,006 — 0,45	0,06	0,06 ± 0,00003	0,06 ÷ 0,09	0,09 — 0,14	0,14 — 0,22
Цинк	59	0,002 — 0,14	0,035	0,035 ± 0,004	0,035 ÷ 0,05	0,05 — 0,076	0,076 — 0,11
Кобальт	42	0,002 — 0,025	0,005	0,005 ± 0,00007	0,005 ÷ 0,007	0,007 — 0,01	0,01 — 0,015
Олово	15	0,01 — 0,6	0,05	0,05 ± 0,0015	0,05 — 0,1	0,1 — 0,23	0,23 — 0,5
Серебро	55	0,002 — 0,4	0,0087	0,0087 ± 0,000006	0,0087 ÷ 0,017	0,017 — 0,033	0,033 — 0,064
Сурьма	62	0,002 — 0,5	0,063	0,063 ± 0,0004	0,063 ÷ 0,1	0,1 — 0,18	0,18 — 0,3
Галлий	58	0,002 — 0,027	0,005	0,005 ± 0,00002	0,005 ÷ 0,007	0,007 — 0,01	0,01 — 0,014
Иттрий	61	0,001 — 0,12	0,009	0,009 ± 0,000025	0,009 ÷ 0,013	0,013 — 0,02	0,02 — 0,03
Иттербий	61	0,0002 — 0,007	0,0009	0,0009 ± 0,0000025	0,0009 ÷ 0,0013	0,0013 — 0,002	0,002 — 0,003
Бериллий	52	0,0001 — 0,013	0,0004	0,0004 ± 0,000006	0,0004 ÷ 0,0008	0,0008 — 0,0015	0,0015 — 0,003
Скандий	40	0,003 — 0,023	0,01	0,01 ± 0,0002	0,01 ÷ 0,012	0,012 — 0,016	0,016 — 0,02
Стронций	34	0,01 — 2,4	0,6	0,6 ± 0,0003	0,6 ÷ 0,8	0,8 — 1,0	1,0 — 1,9
Барий	45	0,0025 — 4,1	0,2	0,2 ± 0,0003	0,2 ÷ 0,3	0,3 — 0,5	0,5 — 0,7
Золото	11	0,0016 — 0,0032	0,0025	0,0025 ± 0,00003	0,0025 ÷ 0,003	0,003 — 0,036	—
Сульфат-ион	96	2—374	25	25 ± 0,1	25 ÷ 40	40—63	63—100

кар часто встречаются локальные (точечные) гидрогеохимические аномальные содержания молибдена и меди. Очевидно это связано с отдельными самостоятельными водотоками, подверженными влиянию рудной минерализации.

Ореолы рассеяния по свинцу, цинку, серебру распространяются в районе бассейнов верховьев рек Айдара, Дастакерт и Кыз-Кошты.

Итак, на основании анализа полученного материала выявляется, что аномальные содержания элементов—индикаторов в водах наиболее четко фиксируют основные рудовмещающие нарушения близмеридионального направления. Полученные данные также показывают, что использование гидрогеохимических ореолов рассеяния позволяет достаточно надежно выделить перспективные площади на эндогенное оруденение, заслуживающие в последующем более детальных гидрогеохимических исследований (масштабом 1:10 000) в комплексе с другими геолого-поисковыми работами (особенно литогеохимическими).

В результате проведенных гидрогеохимических работ на Дастакертском рудном поле мы пришли к следующим выводам:

1. По характеру и условиям залегания, а также литологическим особенностям водсменяющих пород, выделяется несколько типов вод, из которых наиболее распространенными являются трещинно-грунтовые, приуроченные к комплексу коренных пород (вулканогенная толща плагиоклазового и гранодиоритового составов нижнего эоцена).

2. С помощью осаждения элементов на смешанном сорбенте был получен широкий круг микроэлементов (медь, молибден, свинец, цинк, кобальт, барий, стронций, серебро, олово, сурьма, галлий, иттрий, иттербий, бериллий, скандий, золото).

3. Математический анализ микрокомпонентного состава исследуемых вод дал основание объективно оценить их фоновые и аномальные содержания.

4. В результате обработки гидрогеохимического материала и его обобщения были выявлены аномальные участки водных ореолов рассеяния по моноэлементам—индикаторам (меди, молибдену, свинцу, цинку, серебру, сурьме, сульфат-иону).

Заметно вклинивание и совмещение линий ореолов рассеяния элементов, что более конкретно указывает на местонахождение медно-молибденовой рудной минерализации.

5. Выявленная ассоциация элементов говорит о наличии погребенных медно-молибденовых рудных тел и необходимости ведения гидрогеохимических исследований на выделенных аномальных участках при более детальных геолого-поисковых работах.

Наиболее перспективными участками представляются: бассейн верховья реки Кыз-Кошты; бассейн р. Мурхуз и второго притока р. Айригет; бассейн верховья р. Софулу и западный склон г. Кошкар.

Տ. Ն. ԿՅՈՒՐԵՂՅԱՆ

ԴԱՍՏԱԿԵՐՏԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏՈՒՄ ԿԱՏԱՐԱԾ ՀԻԴՐՈԳԵՈԽԻՄԻԱԿԱՆ  
ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՐՈՇ ՏՎՅԱԼՆԵՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հիդրոքիմիական հետազոտությունները տարվել են հանքային դաշտի ծայրամասային հատվածներում պղինձ-մոլիբդենային նոր երևակումներ հայտնաբերելու նպատակով: Գլխավոր ուղադրությունը բևեռվել է ստորին էոցենի հասակի բազալտային կազմի հրաբխային ապարների հետ կապված գետնա-ճեղքվածքային ջրերի վրա: Այդ տիպի ջրերից հատուկ սորբցիոն մեթոդով կոնցենտրացվել է պղինձ-մոլիբդենային հանքատեսակին բնորոշ միկրոտարրերի մի մեծ խումբ:

Մաթեմատիկական վիճակագրական որոշումներով սիստեմավորվել են քիմիական տարրերի բաղադրությունները, կարգավորվել են նրանց անոմալ սահմանները և ուրվագծվել են հեռանկարային տեղամասերը:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Белякова Е. Е.* Гидрогеохимический метод поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
2. *Бродский А. А.* Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений. «Недра», 1964.
3. *Бродская Н. И.* и др. Концентрирование широкого круга микроэлементов из природных вод на смешанном сорбенте с последующим спектральным определением. ВИТР, вып. 55, 1962.
4. *Голева Г. А.* Методические указания по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений. «Недра», 1968.
5. *Кюрегян Т. Н., Аракелян Г. Б.* Применение различных методов анализа при определении металлов в рудничных водах Шамлугского медноколчеданного месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
6. *Радионов А. А.* Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. «Наука», 1964.
7. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. «Недра», 1965.
8. *Удодов П. А., Шестаков Б. И.* К вопросу определения фона при гидрогеохимических исследованиях. Известия Томского политехнического ин-та, т. 127, вып. 1, 1964.

УДК 550.42:551.4.911.2

Г. Б. ГРИГОРЯН

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ЛАНДШАФТОВ ЛОРИЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ

По своеобразию геохимических особенностей в Лорийской котловине выделяются межгорно-равнинные степные, среднегорно-степные, среднегорно-лесные и высокогорно-луговые типы ландшафтов.

Межгорные равнинные степные геокомплексы в основном имеют мезофильный характер, особенно в западной и юго-западной частях котловины, где грунтовые воды залегают ближе к поверхности. Здесь слабовогнутая форма рельефа и мощная толща пролювиальных отложений способствуют наносной циркуляции поверхностных вод и формированию супераквальных, гидроморфных комплексов. В геохимическом отношении эти геокомплексы подчинены вышерасположенным горно-луговым ландшафтам. Здесь хорошо выделяются водородные ряды фации, и, несмотря на степной тип почвообразования, в гумусовых веществах относительно повышаются содержания фульвокислоты.

В восточной части межгорной равнины преобладающими являются геокомплексы, образованные на лавовых породах. Несмотря на межгорное расчленение, степные геокомплексы здесь развиваются как автономные. Последнее объясняется тем, что речные долины, вырубленные в лавах, представлены типичными каньонами, создающими в пределах генетически единой территории отдельные изолированные участки, с элювиальным циклом развития. Трещиноватость пород в этой части равнины способствует хорошему дренажу вод и поэтому упомянутые участки сравнительно ксероморфны. Отличительной чертой межгорно-равнинных степных геосистем, в восточной части, могут являться: маломощность почвенного покрова, слабая дифференциация по генетическим горизонтам, отсутствие сформированной рыхлой коры выветривания, наличие дефляционных явлений, обнажения почти неизменных подстилающих пород.

Слабо выщелоченные маломощные черноземы этих ландшафтов в своем химическом составе четко отражают химизм залегающих лавовых пород, поэтому они относительно бедны молибденом, стронцием, свинцом и цинком, богаты медью. Минерализация природных вод выше, чем в западной части равнины, но ниже, чем в вышестоящих среднегорно-степных комплексах. Это объясняется быстрым дренажом (вернее коротким циклом дренажа) вод через трудно разлагающиеся эффузивные породы.

Геокомплексы, сформированные на предгорных шлейфах, имеют трансэлювиально-аккумулятивный характер, с наличием бокового привноса вещества из вышерасположенных геосистем. Здесь коренные по-

роды не играют роли в ландшафтообразовании, так как над ними имеется мощная толща переотложенной коры выветривания (делювиально-пролювиальных стложений). В этих условиях сформированы мощные черноземы с тяжелым механическим составом.

В северо-западной части Лорийской котловины почвы представлены выщелоченным подтипом, на востоке—типичным черноземом. Последний, скорее всего, имеет послелесной характер. Минерализация вод в типичных черноземах выше, чем в остальных подтипах и типах почв. В этих почвах сравнительно повышено содержание свинца, цинка и бария. Кора выветривания здесь представлена карбонатной стадией, сиаллитно-насыщенным типом. Предгорья Мокрых гор представлены структурными террасами вулканического генезиса, на которых сформированы лугово-степные ландшафты элювиального характера со слабой мощностью почв и корой выветривания. Упомянутые почвы выщелоченные, маломощные, но многогумусны и заметно задернованы. Химизм почв копирует первичный химический состав залегающих пород, с той разницей, что с почвенного профиля происходит вымывание таких легкоподвижных элементов, как стронций, кальций, магний и другие. Эти почвы также отличаются некоторым дефицитом молибдена, свинца и цинка.

С геохимической точки зрения межгорно-равнинные геокомплексы приближаются к предгорно-шлейфовым наклонным равнинам, с той разницей, что здесь внутрипочвенный снос вещества слабый. Кроме того, меридиональное протяжение и замкнутое месторасположение долин способствует проявлению «эффекта» котловинности, что и дает этим ландшафтам сравнительно ксероморфный характер.

Равнинно-долинные степные геокомплексы отличаются мощными почвами, пермацидным водным режимом, вымывающим карбонаты, насыщенностью поглощенного комплекса и высоким содержанием гумуса. Химизм почв по генетическим горизонтам почти не меняется (за исключением некоторых подвижных элементов). Большинство элементов в выщелоченных черноземах в количественном отношении сходны с уровнем их первичных содержаний в почвообразующих породах.

По нашим анализам минерализация атмосферных осадков на равнинной части Лорийской котловины составляет около 10% от всей суммы минерализации поверхностных вод, а около 30—35% всей минерализации равнинные воды получают от вышерасположенных горнонаклонных геосистем.

Относительно высокое содержание хлора и сульфат-иона в водах, циркулирующих в наносных образованиях западной части равнины, объясняется непосредственным влиянием сопряженных с равниной горно-луговых ландшафтов.

Таким образом, несмотря на различие в деталях (количества гумуса, степени насыщенности, мощности почв и отдельных генетических горизонтов, содержания отдельных элементов, величины коэффициентов их миграции и т. д.), все разновидности геосистем Лорийской меж-

горной равнины характеризуются единым типом гипергенеза. Отличительными геохимическими особенностями межгорно-равнинных степных ландшафтов Лорийской котловины являются: слабая минерализация вод, насыщенность почв щелочными элементами, выщелоченность общего профиля от легкорастворимых хлоридов, сульфатов и карбонатов, нейтральная реакция природных вод и почвенных растворов, высокое содержание гумуса, с преобладанием гуминовых кислот, узкое соотношение кремнезема и полуторных окислов, однородное распределение большинства химических элементов в профиле почв, подвижность стронция, серебра, молибдена, цинка, активное биологическое накопление марганца, молибдена, цинка, свинца и ряда других элементов в верхнем горизонте почв, заметный дефицит в почвах и подстилающих породах молибдена.

Среднегорно-степные геокомплексы имеют сравнительно жсеро-морфный характер. Почвы сравнительно эродированы, маломощны, кора выветривания представлена обломочно-мелкоземлистым составом, находясь в сналлитно-насыщенной стадии.

В среднегорно-степных геосистемах минерализация поверхностных вод почти в два раза превышает минерализацию вод межгорно-равнинных степей. Но в водах этого типа геосистем относительно снижаются содержания кремнезема, хлора и сульфат-иона, увеличиваются карбонаты и щелочные элементы.

Отличительной чертой геохимии среднегорно-степных геосистем является: накопление карбонатов в средней части профиля почв и в коре выветривания, белый цвет иллювиального горизонта, слабо щелочная реакция водных вытяжек из коры выветривания, сравнительное увеличение содержания кальция, натрия и магния в средней части профиля, уменьшение стронция во всем профиле и т. д.

Несмотря на заметное геохимическое различие, в исследуемых степных геосистемах наблюдается сходство ведущих (доминирующих) процессов гипергенеза. Отмечается равномерное распределение химических элементов в профиле почв, насыщенность почв и коры выветривания щелочными элементами, подвижность стронция, серебра, молибдена, щелочных металлов. Со стороны растительного покрова наблюдается активный биологический захват марганца, молибдена, цинка, свинца и аномальные накопления меди, бария и ряда других элементов.

Горно-лесные ландшафты в Лорийской котловине представлены в трансэлювиальном виде, с пермацидным режимом и лесным бурым типом почв. Кора выветривания и почвенный покров маломощны, легкорастворимые соединения вымыты, поглощающий комплекс не насыщен, реакция почв слабокислая.

Отличительной чертой почв лесных ландшафтов является сравнительное обогащение иллювиального горизонта полуторными окислами, коллоидами и частицами тонкой фракции.

В отличие от горно-степных комплексов в горно-лесных ландшафтах происходит биологическая аккумуляция *Mn, Cu, Mo, Zn, Ni, Pb* в верхнем горизонте и интенсивное вымывание *Cl, P, S, Na, Ca, Mg, Sr, Co* из иллювиального горизонта. Здесь сравнительно увеличивается степень подвижности микроэлементов в природных водах, особенно *Sr, Ag, Zn, Mo* и *Cu*.

Несмотря на то, что содержание элементов в почвах и растениях в основном определяется химизмом ландшафтообразующих пород, в изучаемых горно-лесных ландшафтах (особенно в почвенном покрове) происходит значительная дифференциация в распределении вещества.

Расчлененность рельефа, сравнительно малая минерализованность вод и высокая подвижность ряда элементов способствуют применению гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений в условиях лесных ландшафтов.

В Лорийской котловине сомкнуто-лесные ландшафты с буковыми насаждениями имеют высокий темп синтеза органических веществ и круговорота химических элементов. Гумификационные процессы здесь идут с большой скоростью, поэтому и опад в этих ландшафтах почти отсутствует. Пермацидный гидрологический режим не способствует накоплению продуктов минерализации, они в основном вымываются за пределы ландшафта. Поэтому древесные формы растений приобретают очень интенсивный темп биологического захвата основных биогенных элементов [1].

Преобладание в составе гумуса фульвокислоты дает природным водам кислую реакцию, что способствует увеличению подвижности ряда элементов, передвижению коллоидов, особенно железа. Слабый серый оттенок собственно гумусового горизонта бурых лесных почв указывает на сравнительное увеличение содержания кремнезема, а бурый цвет иллювиального горизонта—на присутствие новообразований железа. Что касается поверхностных вод лесных ландшафтов, то они занимают промежуточное положение между водами горно-степных и горно-луговых ландшафтов, имея сравнительно большую, чем последние, минерализацию. В водах лесных ландшафтов особенно заметно увеличение содержания сульфат-иона и гидрокарбонатов. Соотношение сульфат-иона и хлора в лесных ландшафтах может послужить критерием изменения геохимической обстановки в ландшафте.

Глубокая расчлененность и сложная морфология местности способствуют активному применению геохимических методов в поисковых работах, особенно гидрохимическое опробование. Показателен также био-геохимический метод.

В горных странах средних широт высокогорье чаще всего ограничено горно-луговым поясом, не имеющим своего аналога в других широтах.

Геосистемы этого типа на территории Армянской ССР обычно формируются на отметках выше 2300—2500 м над уровнем моря. Только в Лорийской котловине нижняя граница горных лугов опускается до

1900 м. Причиной тому является барьерное расположение территории котловины к влагоносщим воздушным течениям.

Горно-луговые геокомплексы изучаемой котловины отличаются друг от друга в основном почвами. Здесь только почвы могут указать на принадлежность горно-луговых геосистем к альпийскому или субальпийскому подтипам.

Рассмотрим вкратце геохимические особенности горно-луговых геосистем, особенно альпийских, имеющих в исследуемой котловине значительное распространение. Характерной особенностью альпийских ландшафтов является господство физического выветривания над биохимическим, что ведет к образованию обломочного делювия. Горно-луговые альпийские геосистемы с дерново-торфянистыми почвами формируются выше 2600—2700 м. Здесь наблюдается интенсивное накопление полуразложившихся растительных остатков, которые в условиях низкой температуры и короткого вегетационного периода разлагаются очень медленно. Благодаря этому, в почвах создаются условия для формирования дерново-торфянистого слоя. Как общая мощность, так и торфянистый слой почвы находятся в зависимости от условий рельефа. Последний, в пределах Лорийской котловины, имеет сглаженный, слабо наклонный характер.

В горно-луговых дерново-торфянистых почвах Лорийской котловины наблюдается заметное увеличение  $SiO_2$  в верхней части профиля, с незначительным обеднением  $Al_2O_3$ . Последний относительно накапливается в средней части профиля. Со всего профиля горно-луговых почв происходит выщелачивание  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Na$ ,  $Cl$ ,  $S$ , а в распределении  $K$  и  $P$  явно играет роль биогенная аккумуляция, приводящая к возрастанию их количества в верхнем горизонте. В илстой фракции этих почв увеличивается содержание  $Mg$ ,  $Fe$  и  $Al$ , а  $Si$ —наоборот, уменьшается. В сумме обменных оснований преобладает водород, составляющий больше половины поглощенных катионов.

Обменная кислотность сравнительно высокая, что обусловлено водородом и алюминием. Сравнительно высокое содержание  $Al$  в поглощающем комплексе является специфическим признаком горно-луговых почв.

В геохимически нормальных условиях, для верхних горизонтов почв активно накапливающимися элементами являются:  $Si$ ,  $P$ ,  $Na$ ,  $Ca$ ,  $S$ ,  $Cu$ ,  $Mo$ ,  $Co$ ,  $Ba$  и ряд других. Со среднего и нижнего слоев почв вымываются  $Cl$ ,  $S$ ,  $Na$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Sr$ ,  $Ag$ ,  $Co$ , а  $Ti$ ,  $Zr$ — инертные и не претерпевают количественных изменений в профиле почв [2].

По содержанию микроэлементов исследуемые почвы неоднородны, что обусловлено гетерогенностью почвообразующих пород. Прямая корреляция между химизмом пород и почв обусловлена молодостью и маломощностью горно-луговых почв. Этим и объясняется низкое содержание молибдена и свинца (ниже кларка) в почвах Лорийской котловины, сформированных на молодых долеритовых базальтах.

Природные воды горно-луговых геосистем маломинерализованы, сухой остаток составляет 0,08—0,12 г/л, тип химизма гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевый. Более 20—30% солей являются результатом первичной минерализации атмосферных осадков.

Наиболее подвижными элементами в водах изучаемого пояса являются хлор и сера (коэффициент водной миграции больше 100), подвижны также натрий, кальций, марганец, железо (коэффициент миграции больше 10). В горно-луговом поясе следует считать подвижным также кремний и алюминий.

Кислая реакция почв и вод, преобладание в гумусовом составе фульвокислот, ортоэлювиальная стадия выветривания пород, малая минерализация вод и почвенных растворов и ряд других особенностей обуславливают подвижность, наряду с указанными макроэлементами многочисленных микроэлементов.

Химический анализ вод и водных вытяжек почв показывает, что в горно-луговых условиях наиболее подвижными из микроэлементов являются стронций и серебро (коэффициент миграции больше 10). Сравнительно подвижны цинк, медь, молибден, литий (коэффициент больше 1,5).

Содержание химических элементов в растениях горно-лугового пояса неоднородно: изменяется как по видовым различиям трав, так и по местообитаниям. Но общее поведение элементов в растениях однотипно: во всех проанализированных пробах растений *Mo, Cu, Zn, Pb, Ag, Sr, Ba, Ni, Co, Mn* имеют высокий коэффициент биологического поглощения, а элементы *Ti, Zr, Be, Li, Cr* и ряд других—инертные (их содержание в растениях меньше, чем в почвах).

В горно-луговом поясе наблюдается активный захват растениями кремния и, частично, алюминия, что не наблюдается в других геосистемах.

Дискретность величин показателей коэффициентов: элювиальной аккумуляции, аномальности, водной миграции, биологического накопления позволили нам выявить геохимическую особенность каждого типа природных ландшафтов Лорийской котловины. Основные геохимические различия указанных показателей, по типам ландшафтов, имеют следующую форму выражения (табл. 1).

Для всех типов ландшафтов котловины характерна некоторая общность в содержании микроэлементов: выше кларка *Cu, Co, Li, Mn*; дефицитен молибден; подвижны соединения хлора, сульфаты и карбонаты, а также стронций, молибден и серебро.

По своим геохимическим особенностям выделяются горно-луговые ландшафты, в которых почти все элементы сравнительно подвижны. Самый распространенный элемент—кремний—проявляет себя как типоморфный для данной обстановки, накапливаясь биогенным путем в верхних горизонтах почв, а другой элемент высокого кларка—алюминий, вступая в поглощающий комплекс коллоидов, способствует подвижности железа и ряда микроэлементов.

Таблица 1

## Геохимическая матрица основных типов ландшафтов Лорийской котловины

Геохимические ассоциации элементов	Межгорно-равнинные, степные		Среднегорно-степные	Среднегорно-лесные	Высокогорно-луговые
	гидроморфные	литоморфные			
Аномальные (выше кларка)	<i>Cu, Co, V, Li</i>	<i>Cu, Mo, Co, Li, Cr</i>	<i>Cu, Mo, Co, Li</i>	<i>Cu, Co, Li, Mn, V, Ba</i>	<i>Cu, Li, Co, Mn, Y, Ti</i>
Дефицитные (ниже кларка)	<i>Mo, Pb, Sr</i>	<i>Mo, Sr, Pb</i>	<i>Mo</i>	<i>Mo, Sr, Ca</i>	<i>Ca, Sr, Mo (Pb)</i>
Аккумулярующие (Кэа > 1)	<i>Mn, V, Cr, Pb, Be</i>	<i>Mn, Pb, Cu, Zn, Co, Ni, Ba</i>	<i>Ca, Mu, Co, Pb, Mo, Ni, Zn, Li, Cu</i>	—	<i>Al, Fe, Si</i>
Подвижные (Квм > 1)	<i>Cl, S, Na, Mg, Ca, Sr, Ag, Zn, Co, Mo, Fe</i>	<i>Cl, S, Na, Ca, Sr, Ag, Mo, Mg</i>	<i>Cl, S, Na, Mo, Ag, Sr</i>	<i>Cl, S, Na, Ca, Mg, Sr, Ag, Mo, Zn, Ba, Co, Ni, Mn, Fe, Pb</i>	<i>Cl, S, Na, Ca, Mg, Sr, Ag, Mo, Cu, Zn, Co, Pb, Li, Fe, Al, Ba, Mn</i>
Инертные (Кэа ≈ 0,5—1,0)	<i>Cr, Zr, Be, Ti, Si, Al</i>	<i>Cr, Zr, Be, Ti, Si, Al, Fe, Y</i>	<i>Cr, Zr, Be, Ti, Ba, Si, Al, Fe, V</i>	<i>Cr, Zr, Be, Ti, Al, V, Si</i>	<i>Ti, Zr, Cr, Be, Y</i>
Типоморфные	<i>H—Ca</i>	<i>Ca</i>	<i>Ca</i>	<i>Ca</i>	<i>H=Si</i>
Нуждающиеся в мелиорации	<i>Mo, N, P, K</i>	<i>Mo, P, N</i>	<i>Mo, N, P</i>	<i>Mo</i>	<i>Mo, N, P, K</i>

В заключение отметим, что составленная, на основе статистически обработанных количественных показателей, ландшафтно-геохимическая матрица основных типов ландшафтов может быть использована при организации поисковых работ геохимическими методами и при геохимической мелиорации сельскохозяйственных угодий на территории Лорийской котловины.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 11.IV.1975

Գ. Ր. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

### ԼՈՌԻԱԿԱՆ ԳՈԴԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԼԱՆԴՇԱՓՏԱՑՄԱՆ ՏԻՊԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲԵՌՈՒԹԱԳԻՐԸ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Լոռվա զոդավորությունում առանձնացվում են բազմաթիվ լանդշաֆտային տիպեր՝ տափաստանային, անտառային, մարգագետնա-տափաստանային, մարգագետնային և այլն, որոնք իրարից տարբերվում են հիպերգեն պրոցեսների կազմով ու բնույթով: Վերջիններս էլ պայմանավորում են տիպերի երկրաքիմիական առանձնահատկությունները:

Լանդշաֆտային տիպերի համար կազմված է երկրաքիմիական մատրիցա (աղյուսակ 1), ուր առանձնացված են քիմիական տարրերի հետևյալ խմբավորումները՝ անումալ, պակասորդ, կուտակվող, դյուրաշարժ, իներտ, տիպումորֆ և մելիորացիայի կարիք զգացող տարրերի խմբեր: Արված է հետևություն՝ ելնելով լանդշաֆտա-երկրաքիմիական առանձնահատկություններից դիֆերենցել ուսումնասիրվող տարածքի սահմաններում օգտակար հանածոների որոնման մեթոդիկական և քիմիական մելիորացիայի բնույթը:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Григорян Г. Б. Содержание и распределение микроэлементов в растениях лесного пояса Базумского хребта. Биологич. журнал Армении, № 10, 1972.
2. Григорян Г. Б. Некоторые геохимические особенности горно-луговых геосистем Лорийской котловины Арм. ССР. «Мат. экспериментальных исследований АН СССР», Иркутск, 1973.

УДК 553.412.4

С. О. АЧИКГЕЗЯН

## ОРУДЕНЕНИЕ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННОГО ТИПА НА ШАУМЯНСКОМ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

На Шаумянском месторождении рудные жилы, размещенные среди субвулканических [2] барабатумских андезито-дацитовых кварцевых порфиров, являются основным месторождением полиметаллического с золотом и серебром оруденения. Проведенные за последние годы систематические минералого-геохимические исследования позволяют выдвинуть предположение о возможности промышленного значения установленного нами на месторождении оруденения прожилково-вкрапленного типа. Последнее качественно не отличается от жильного типа — оно представлено, в основном, мелкозернистым пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и пространственно тяготеет к секущим барабатумским породам, интенсивно гидротермально переработанным инъекционным вулканическим брекчиям, которые установлены и достаточно полно описаны С. А. Зограбяном [1].

Предположение о возможной обогащенности инъекционных вулканических брекчий благородными и цветными металлами первоначально было основано на результатах приближенно количественных спектральных анализов, которые указывали на значительные содержания полезных компонентов (в особенности серебра) по сравнению с таковыми во вмещающих инъекционные брекчии барабатумских породах, вне связи с рудными телами жильного типа. Следует отметить, что в аналогичных эксплозивно-инъекционных образованиях, пользующихся широким развитием в пределах золоторудных месторождений Балейской группы (Восточное Забайкалье) и Ильинского месторождения (Центральное Забайкалье), установлено наличие значительных концентраций золота, при отсутствии поблизости кварц-золоторудных жил [3, 4].

С целью проверки выдвинутого нами предположения, со стороны ПГРТ УЦМ СМ Армянской ССР было предусмотрено проведение бороздового опробования почти на всех участках распространения инъекционных вулканических брекчий. Однако, по различным причинам было отобрано лишь 410 метровых проб из брекчий, развитых на отдельных интервалах штолен №№ 1, 2, 3, 5 и в горизонтальной скважине № 1115, заданной из штольни № 4 в южном направлении. Обобщение результатов пробирных анализов 410 проб на серебро и золото приведено в таблице.

Таблица 1

Содержание серебра в условных единицах	Не обнаружено	До 1	1—5	5—10	10 и более
Количество проб	45	53	201	58	53
Процент от общего количества проб	11	13	49	14	13
Содержание золота в условных единицах	Не обнаружено	0,1—0,3	0,4—0,6	0,7 и более	
Количество проб	246	82	45	37	
Процент от общего количества проб	60	20	11	9	

Результаты опробования на серебро и золото (в некоторых случаях с учетом содержания меди и цинка) позволили нам выдвинуть отдельные участки оруденелых инъекционных брекчий, содержания полезных компонентов в которых могут представлять собой практический интерес. В целом, нами выделяется 41 *пог. м* пород, что составляет 10% всего опробованного интервала; следует особо подчеркнуть шестнадцати- и тринадцатиметровые интервалы керна скважины № 1115, где средние содержания меди, золота и серебра составляют соответственно 0,2%, 1,1 усл. ед. и 18,5 усл. ед., а также два трехметровых интервала во 2-ом южном квершлагае штольни № 2, где в среднем содержится 0,45% меди, 0,9% цинка и 17 усл. ед. серебра.

Таким образом, можно прийти к заключению, что предположение о наличии прожилково-вкрапленного типа оруденения промышленного значения на Шаумянском месторождении заслуживает пристального внимания. Предлагается впредь при опробовании проходимых горных выработок обращать серьезное внимание на участки развития инъекционных вулканических брекчий. Для установления участков, обогащенных благородными и цветными металлами, желательно проводить сплошное опробование этих своеобразных пород. В брекчиях не образуются высокие концентрации рудных компонентов, по сравнению с содержаниями таковых в полиметаллических жилах; однако, учитывая масштабы развития инъекционных вулканических брекчий, можно предположить о значительных запасах полезных компонентов в них.

На наш взгляд, при крупномасштабном картировании аналогичных с Шаумянским месторождением геологических объектов следует обращать надлежащее внимание на выявление и детальное опробование секущих тел инъекционных вулканических брекчий.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 25.II.1976.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зограбян С. А. Эксплозивные брекчии кварцевых андезито-дацитов Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1971.

2. Зограбян С. А. О субвулканической природе барабатумских кварцевых андезитодацитов Кафанского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1975.
3. Фогельман Н. А. Эксплозивно-инъекционные золотоносные брекчии Ильинского месторождения в Забайкалье. Бюллетень МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 2, 1964.
4. Фогельман Н. А. Новые данные о связи близповерхностных золоторудных месторождений Забайкалья с нижнемеловым вулканизмом. Материалы межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». «Недра», М., 1965.

УДК 550.835

А. А. ТАМРАЗЯН

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕДИ И МОЛИБДЕНА В КОМПЛЕКСНЫХ РУДАХ РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Одними из основных полезных компонентов рудных месторождений Армении являются медь и молибден. От разведки до процессов обогащения руд этих элементов опробование проводится в основном геологическими методами. Однако, несмотря на достаточную разработанность этих методов, их применение не позволяет оперативно руководить разведкой и разработкой месторождений. В этом отношении перспективными являются ядерно-геофизические методы и, в частности, рентгенорадиометрический метод (РРМ).

Исследования по применению РРМ на месторождениях Армении, с целью опробования на медь и молибден, начаты группой ядерных методов ИГИС АН Арм. ССР, которая производила экспериментальные и опытно-методические работы в 1974—1975 гг. на Каджаранском медно-молибденовом месторождении.

При одновременном определении меди и молибдена важно изучать взаимное влияние этих элементов. Сущность этого явления состоит в том, что при рентгенорадиометрических исследованиях руд и горных пород, представляющих собой смесь минералов, характеристическое излучение одного элемента может поглощаться атомами другого элемента, что приводит к уменьшению интенсивности регистрируемого излучения.

При опробовании руд на медь и молибден часть характеристического излучения молибдена поглощается атомами меди (избирательное поглощение), так как энергия К-края поглощения меди (8,98 кэв) меньше энергии  $K_{\alpha}$ -линии молибдена (17,5 кэв).

С целью выяснения характера взаимного влияния этих элементов проведены экспериментальные исследования в лабораторных условиях на эталонных порошковых пробах с различными содержаниями меди и молибдена. Для изготовления порошковых проб применялись  $Cu_2O$ ,  $MoO_3$  и  $SiO_2$ . Исследования велись на аппаратуре БРА-6 с пропорциональным счетчиком СИ-6Р, энергетическое разрешение которого по  $K_{\alpha}$ -линии молибдена составляло 19%. Первичным источником возбуждения является изотоп  $Cd-109$  активностью 5 мкюри.

Углы наклона эталонировочных графиков для молибдена уменьшаются при увеличении концентрации меди в пробах, а для меди при увеличении концентрации молибдена в пробах, наоборот, возрастают (рис. 1, 2).

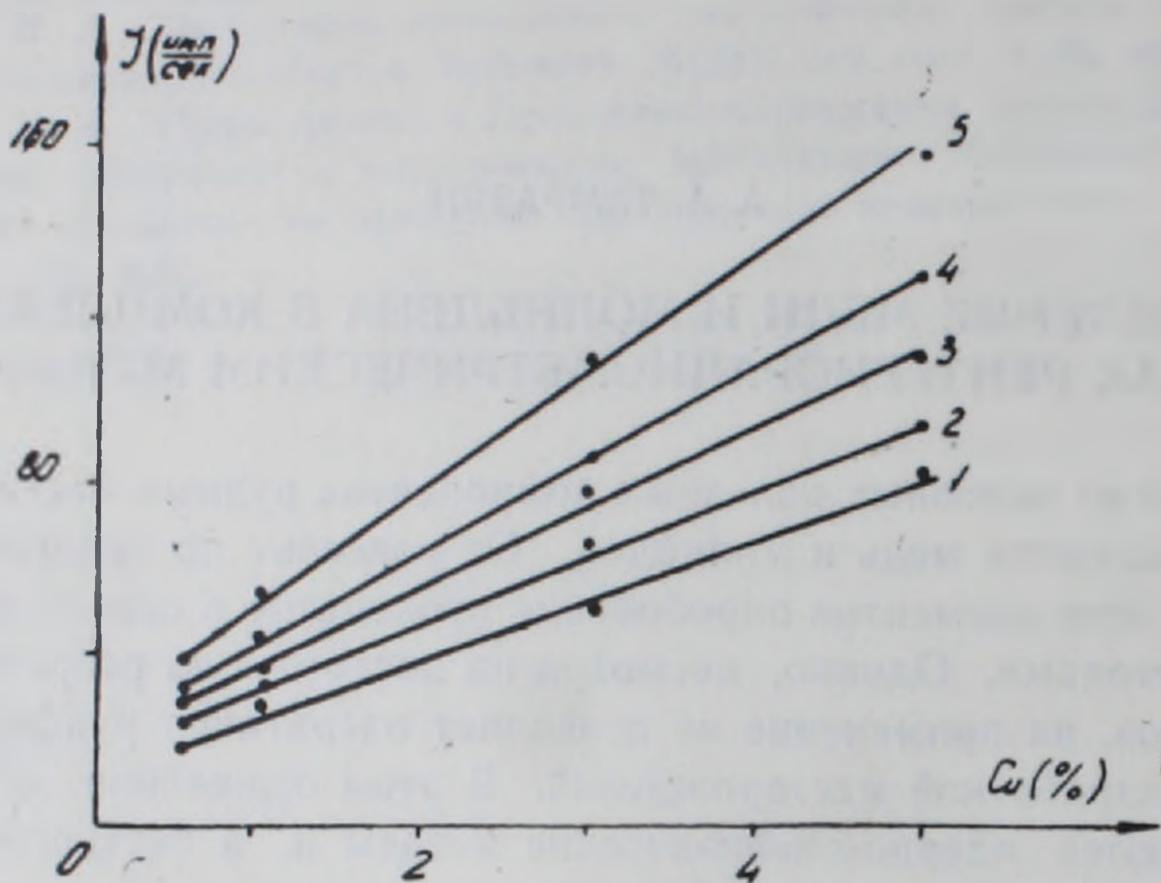


Рис. 1. Эталонировочные графики меди при содержаниях молибдена: 1—0%; 2—0,1%; 3—0,5%; 4—1,0%; 5—3,0%.

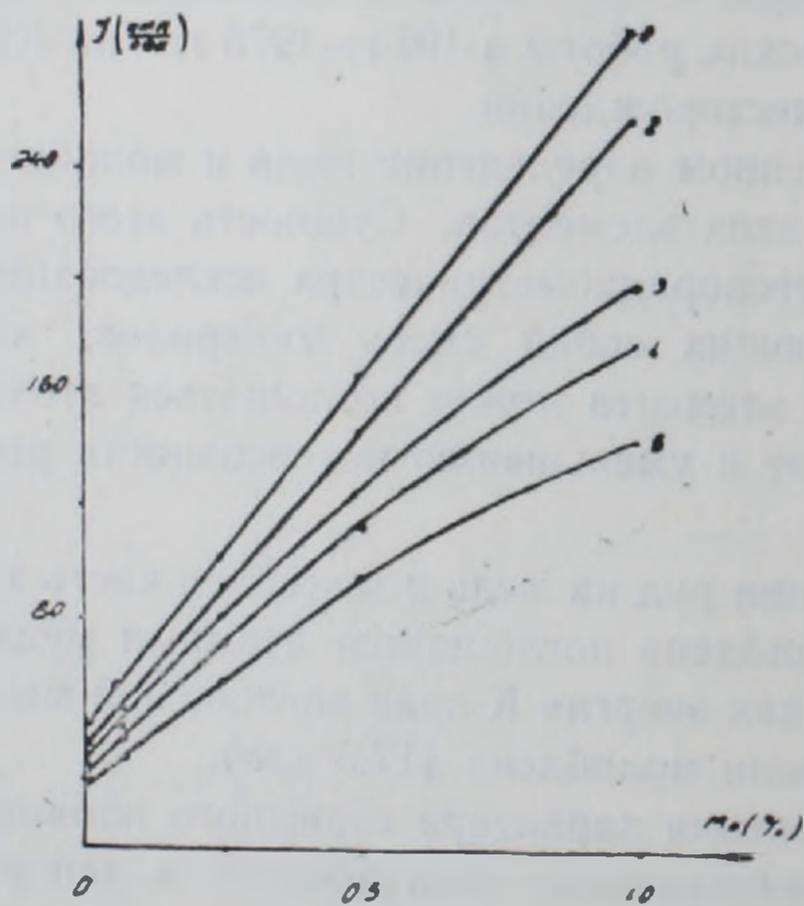


Рис. 2. Эталонировочные графики молибдена при содержаниях меди: 1—0%; 2—1,0%; 3—3%; 4—5%; 5—10%.

Для устранения взаимного влияния обычно строят номограммы по интенсивностям характеристических излучений. Хотя номограмма в какой-то степени исключает эти влияния, ее использование связано с преодолением ряда технических трудностей, таких, как изменение мощности источника, эффективности детектора и ряда других факторов.

При реализации рентгенорадиометрического метода весьма эффективным является способ спектральных отношений [1, 2, 3], который, освобождаясь от необходимости учета указанных выше технических

факторов, позволяет уменьшить на результаты измерений влияние изменения вещественного состава руд и расстояние между датчиком и пробой. Сущность способа состоит в использовании рассеянного гамма-излучения в качестве внутреннего стандарта-фона.

Для применения этого способа нами изучались вторичные аппаратные спектры эталонировочных порошковых проб (рис. 3). Анализ спектров показывает, что величина интенсивности в пике однократно рассеянного излучения с увеличением содержания меди уменьшается, причем изменение содержания молибдена (от 0 до 3%) не приводит к значительному изменению интенсивности в пике, что объясняется нами не только тем, что энергии характеристического излучения молибдена и однократно рассеянного излучения близки по величине, но и недостаточно высоким разрешением детектора.

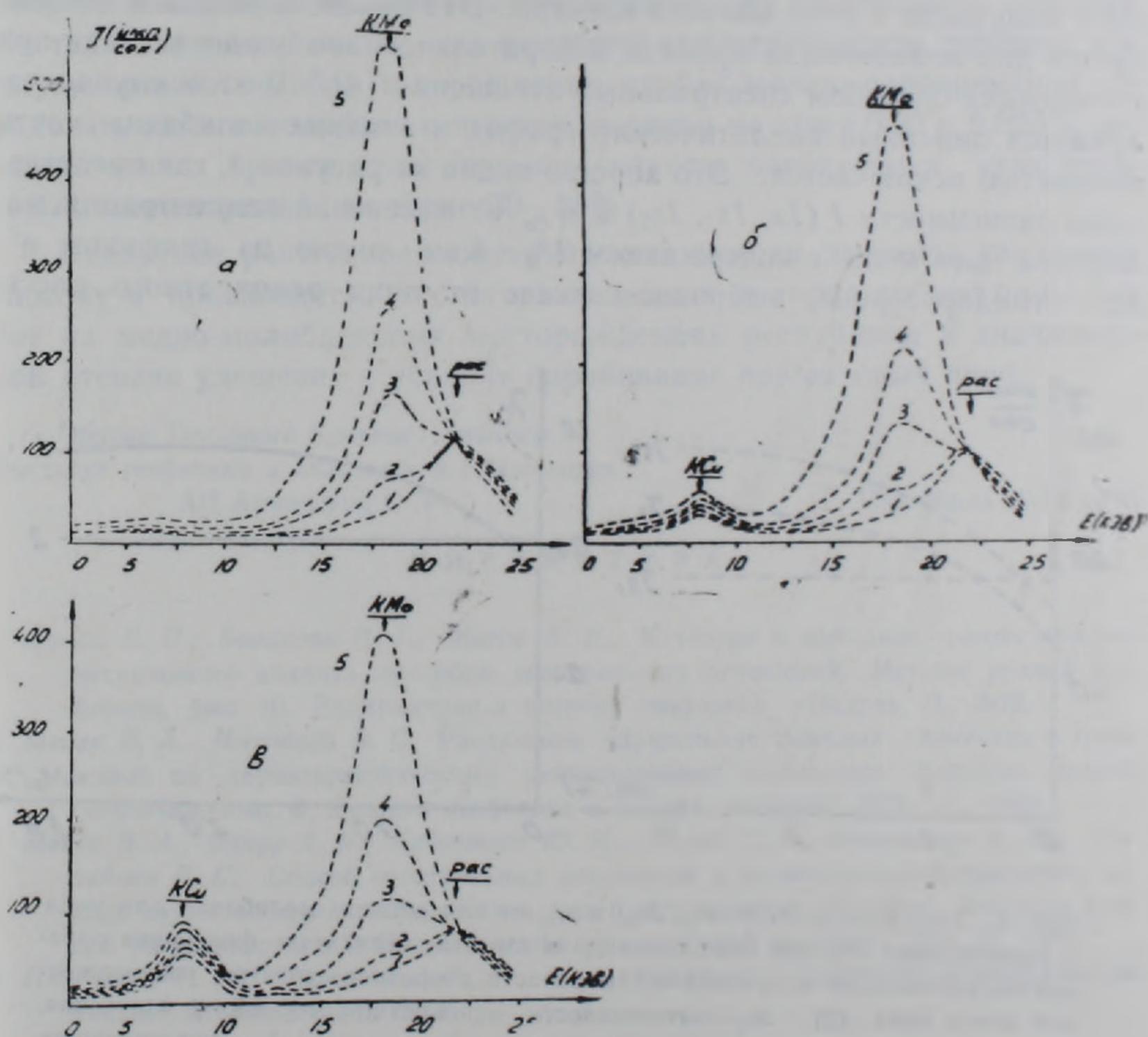


Рис. 3. Спектры молибдена при различных содержаниях меди:  $\text{Cu}$  (%)—а—0; б—1,0; в—3,0.  $\text{Mo}$  (%)—1—0; 2—0,1; 3—0,5; 4—1,0; 5—3,0.

Таким образом, увеличение содержания меди приводит к уменьшению интенсивности как характеристического излучения молибдена, так и однократно рассеянного излучения, а в спектральном отношении это уменьшение в числителе и знаменателе компенсируется так, что график функции отношения  $\eta = f(q_{\text{Mo}})$  становится линейным.

При определении меди способ спектральных отношений в вышеуказанном варианте не удобен. Здесь однократно рассеянное излучение применять в качестве стандарта-фона нецелесообразно, так как величина интенсивности характеристического излучения меди с увеличением содержания молибдена увеличивается (обусловленным избирательным поглощением) и, как указывалось выше, интенсивность однократно рассеянного излучения не изменяется и приводит к нелинейности графика функции  $\eta = f(q_{Cu})$ .

Для получения линейного графика предлагается в качестве стандарта-фона использовать не пик однократно рассеянного излучения, а область вторичного спектра, где усиливается влияние когерентно рассеянных квантов. С увеличением концентрации молибдена в пробах доля когерентно рассеянного излучения возрастает, что приводит к снижению градиента уменьшения суммарной интенсивности рассеянного излучения в этой области спектра. Эта закономерность и используется для компенсации эффекта избирательного возбуждения меди при измерениях способом спектральных отношений [4]. В этом случае получается линейный аналитический график и влияние молибдена почти полностью исключается. Это хорошо видно из рисунка 4, где представлены зависимости  $J$  ( $J_x, J_{s_1}, J_{s_2}$ ) и  $\eta_{Cu}$  от изменения концентрации молибдена для меди с содержанием 3%. Как видно из графиков,  $\eta_{Cu}$  при стандарте-фоне, выбранном левее от пика однократно рассе-

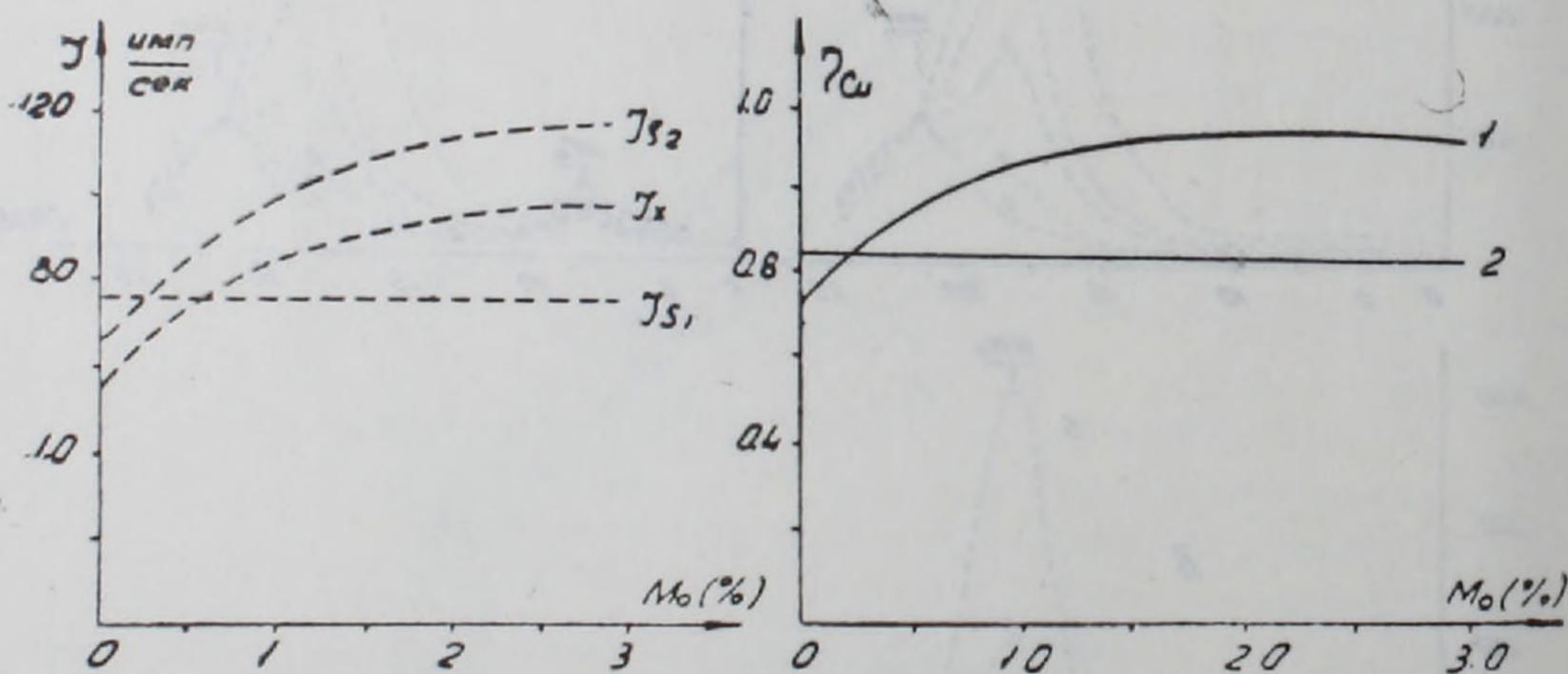


Рис. 4. Зависимости  $J$  ( $J_x, J_{s_1}, J_{s_2}$ ) и  $\eta_{Cu}$  от содержания молибдена для меди с содержанием 3% при использовании в качестве стандарта-фона пика однократно-рассеянного излучения (1) и области вторичного спектра, расположенной левее пика (2).  $J_{s_1}$ —интенсивность однократно-рассеянного излучения.  $J_x$ —интенсивность характеристического излучения меди.  $J_{s_2}$ —интенсивность в области левее пика однократно-рассеянного излучения.

яния (кривая 2), не зависит от изменения содержания молибдена, в то время, как использование пика однократно рассеяния в качестве стандарта-фона приводит к зависимости  $\eta_{Cu}$  от содержания молибдена (кривая 1).

Такая методика способа спектральных отношений была применена при анализе порошковых проб на Каджаранском месторождении. Результаты измерений представлены в таблице 1.

Таблица 1

Элемент	Класс содержащий, %	Количество проб	Сред. содержание в классе, %	Средняя квадратическая ошибка, %	Средняя относительная ошибка, %	Средняя допустимая относительная ошибка для химанализа, %
Молибден	<0,1	334	0,047	0,0084	18	20—30
	0,1—0,25	186	0,14	0,0140	10	10—20
Медь	<0,5	311	0,37	0,071	22	15—30
	0,5—3,0	209	1,30	0,130	10	7—15

Как видно из таблицы, точность рентгенорадиометрического анализа не выходит за допуски, установленные для химического анализа. Из таблицы также видно, что рентгенорадиометрическим методом вышеуказанным способом в порошковых пробах можно одновременно определять медь и молибден с нижним порогом не хуже 0,20 и 0,025% соответственно, причем относительная точность определения этих пороговых концентраций не ниже 20—25%.

Внедрение рентгенорадиометрического метода по вышеуказанному способу в производство геологоразведочных и горно-добывающих работ на медно-молибденовых месторождениях республики в значительной степени удешевит и ускорит опробование порошковых проб.

Ордена Трудового Красного Знамени

Институт геофизики и инженерной сейсмологии

АН Армянской ССР

Поступила 29.IV.1976.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Леман Е. П., Болотова Н. Г., Митов В. Н. К теории и методике рентгенорадиометрического анализа способом спектральных отношений. Методы рудной геофизики, вып. 10. Радиометрия и ядерная геофизика. «Недра», Л., 1972.
2. Мейер В. А., Нахабцев В. С. Раздельное определение тяжелых элементов в скважинах по характеристическому рентгеновскому излучению. Вопросы рудной геофизики, вып. 6. Ядерная геофизика в рудной геологии. ЛГУ, Л., 1965.
3. Мейер В. А., Оцкур А. П., Кудрявцев Ю. И., Леман Е. П., Большаков А. Ю., Нахабцев В. С. Способ спектральных отношений в рентгенорадиометрическом методе изучения элементного состава руд в естественных условиях. Вопросы рудной геофизики, вып. 6. Ядерная геофизика в рудной геологии. ЛГУ, Л., 1965.
4. Плотников Р. И., Пшеничный Г. А. Флюоресцентный рентгенорадиометрический анализ. Атомиздат, М., 1973.

УДК 551.4(479.25)

Ф. С. ГЕВОРКЯН

ПРИНЦИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ  
ШИРАКА ПО ПРЕОБЛАДАЮЩЕМУ КОМПЛЕКСУ  
ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Основной задачей геоморфологического районирования рельефа по преобладающему комплексу экзогенных процессов является установление доминирующих экзогенных процессов и явлений, протекающих на данной территории, выявление их характера и интенсивности, которые позволят выделить данный участок поверхности суши, как обособленную, однородную по морфогенезу и развитию, геоморфологическую единицу. Материалом для районирования рельефа Ширака (северо-западная часть Армянской ССР) нам послужили детальные полевые наблюдения, анализ морфометрических карт, обобщение и систематизация геологических, геоморфологических, гидрологических, климатических, почвенно-растительных данных и т. д.

По преобладающему комплексу типов современных рельефообразующих экзогенных процессов в Шираке выделяются две крупные типологические единицы рельефа, которые условно нами приняты за область преобладания денудации и область преобладания аккумуляции. В первую область входят вулканические и складчато-глыбовые горные сооружения, т. е. участки, испытывающие неотектонические поднятия различного характера и активности, где между двумя точками всегда существует разница высот, приводящая к образованию потенциальной энергии рельефа. Эта энергия в дальнейшем расходуется для транспортировки разрушенных материалов и выравнивания рельефа. В область аккумуляции входят днища межгорных котловин, участки которых характеризуются плоскими или слабонаклонными поверхностями и испытывают тенденцию относительного опускания. Здесь разница высот между двумя точками очень незначительная или равна нулю, вследствие чего движение частиц под влиянием силы тяжести Земли отсутствует, резко уменьшается работа стекающих вод и происходит не транспортировка разрушенных материалов, а их аккумуляция.

Критерием для выделения внутри области рангом ниже территориальной таксономической единицы—подобласти служит фактор вертикальной зональности рельефа и связанных с ним природно-климатических зон, т. е. подобласть выделяется по преобладанию тех или иных типов рельефообразующих экзогенных процессов. По этим особенностям в Шираке выделяются две вертикальные горные зоны—высокие (выше 2400—2500 м) и средневысотные (1400-1500—2400-2500 м). Первая

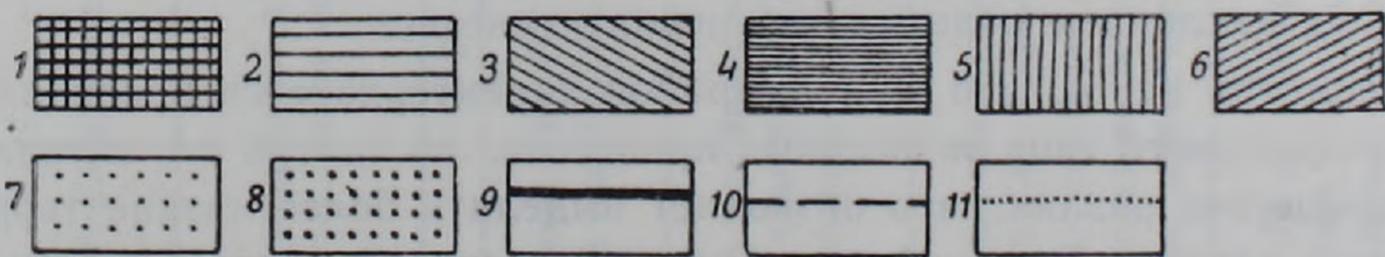
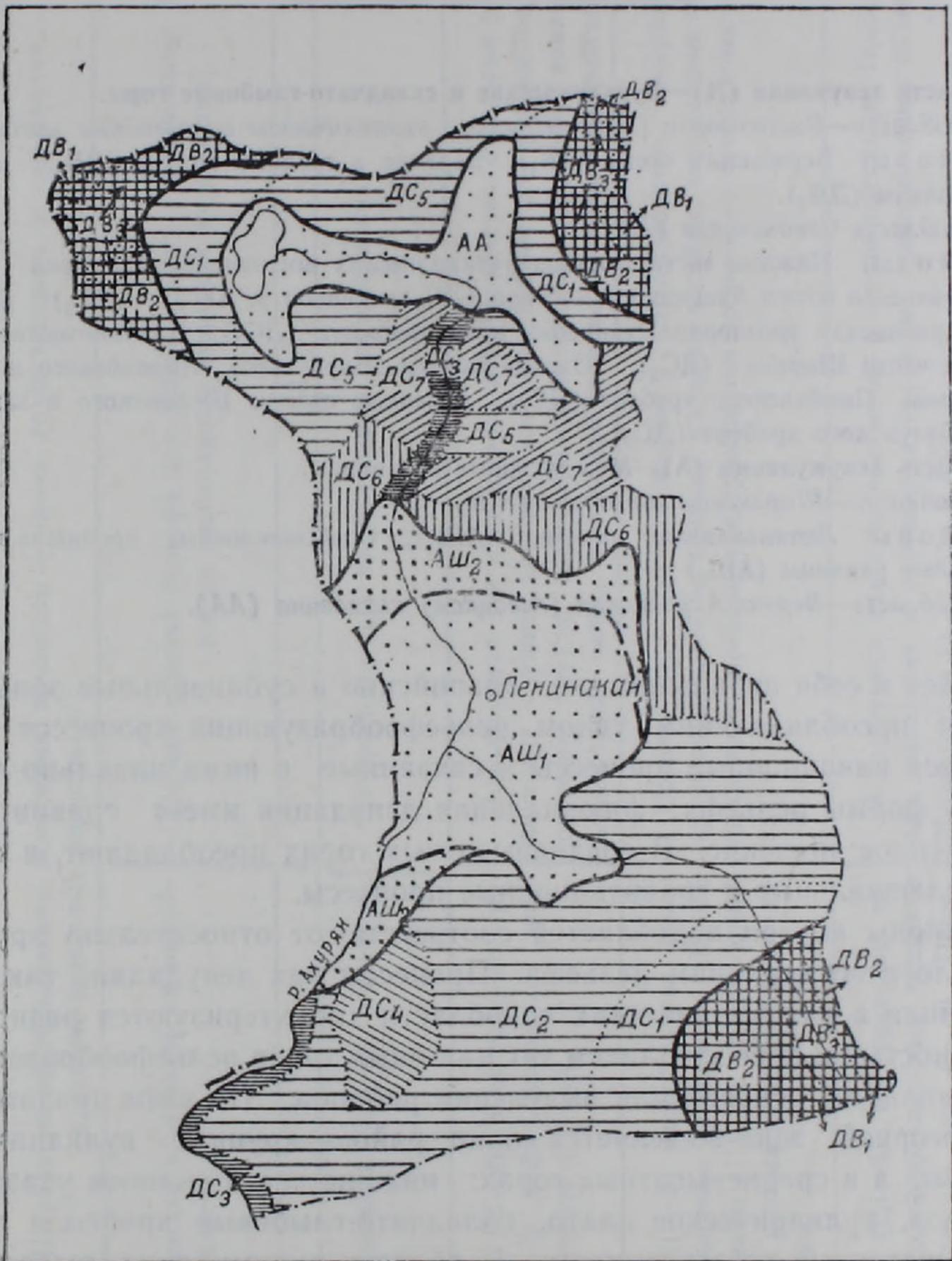


Рис. 1. Схема геоморфологического районирования Ширака по преобладающим современным экзогенным процессам. Современные рельефообразующие процессы: 1. Морозное и биохимическое выветривание, солифлюкция, дефлюкция, каменные потоки, снежные лавины. 2. Термическое и биохимическое выветривание, инфильтрационная денудация, образование элювия, частично пролювиальный снос. 3. Термическое и химическое выветривание, овражно-долинный и пролювиальный снос. 4. Гравитационные процессы, глубинная эрозия. 5. Термическое выветривание, пролювиально-делювиальный снос, селевые явления. 6. Термическое и биохимическое выветривание, делювиальный и дефлюкционный снос, речная эрозия. 7. Аллювиальная, аллювиально-пролювиальная, биогенная аккумуляция. 8. Пролувиально-делювиальная аккумуляция, овражно-долинная эрозия, селевые явления. Границы: 9. Областей, 10. Подобластей, 11. Районов.

Индексами в схеме обозначены:

**Область денудации (Д)**—Вулканические и складчато-глыбовые горы.

*Подобласть—Высокогорья (ДВ)*—Крупные вулканические щитовидные массивы.

**Р а й о н ы:** Вершинная часть (ДВ<sub>1</sub>); Верхние и средние склоны (ДВ<sub>2</sub>); Ледниковые долины (ДВ<sub>3</sub>).

*Подобласть Среднегорья (ДС)*.

**Р а й о н ы:** Нижние части склонов вулканических щитовидных массивов (ДС<sub>1</sub>); Периферические плато Арагацкого массива (ДС<sub>2</sub>); каньон р. Ахурян (ДС<sub>3</sub>); Барцрашен—Саракапская эрозионно-останцевая возвышенность (ДС<sub>4</sub>); Вулканические плато северной части Ширака (ДС<sub>5</sub>). Южные склоны Ширакского, Амасийского и западные склоны Памбакского хребтов (ДС<sub>6</sub>); северные склоны Ширакского и западные строгии Базумского хребтов (ДС<sub>7</sub>).

**Область аккумуляции (А)**—Междугорные котловины.

*Подобласть—Ширакская котловина (АШ)*.

**Р а й о н ы:** Ленинанканская равнина (АШ<sub>1</sub>); Слабонаклонные пролювиально-аллювиальные равнины (АШ<sub>2</sub>).

*Подобласть—Верхне-Ахурянская (Ашоцкая) котловина (АА)*.

включает в себя субальпийские, альпийские и субнивальные зоны. Основным преобладающим типом рельефообразующих процессов здесь являются нивационные процессы и связанные с ними нивально-ледниковые формы рельефа; флювиальная денудация имеет сравнительно подчиненное значение. В средневысотных горах преобладают, в основном, флювиальные и гравитационные процессы.

Районы внутри подобластей соответствуют относительно крупным морфологическим типам рельефа. Процессы как денудации, так и аккумуляции в разных участках подобласти характеризуются разной интенсивностью и преобладанием тех или иных типов рельефообразования, что и является основой для выделения районов. По этим признакам в высокогорной зоне выделяется один район—крупные вулканические массивы, а в средневысотных горах: нижние части склонов указанных массивов, вулканическое плато, складчато-глыбовые хребты и эрозионно-остаточные возвышенности. В области аккумуляции выделяются плоские и наклонные равнины различного генезиса.

Несмотря на то, что каждый район характеризуется преобладанием определенного типа экзогенных процессов, но внутри его активность этих процессов разная, что позволяет выделить более низкие территориальные единицы—подрайоны. Они, в основном, соответствуют орморфологическим единицам. Самая низкая территориальная единица в Шираке—это участок подрайона. Он совпадает с морфографическими элементами рельефа, которые отличаются друг от друга морфометрическими показателями и отчасти литологическими особенностями.

На рисунке приведена схема геоморфологических районов Ширака по преобладающим современным рельефообразующим экзогенным процессам. Для упрощения таблицы, на рисунке дан индекс каждой территориальной таксономической единицы. В таблице дан преобладающий тип процессов данной территориальной таксономической единицы, ха-

Таблица 1

Схема геоморфологического районирования Ширака по преобладающим экзогенным процессам в целях хозяйственного использования и охраны земельных ресурсов

Индекс геоморфологических районов	Преобладающие типы экзогенных процессов и характер их воздействия на рельеф	Оценка условий рельефа для хозяйственного использования и характер необходимых защитных мероприятий.
1	2	3
ДВ <sub>1</sub>	Морозное выветривание (IV—4), осыпания (III—4), каменные потоки (III—4), снежные лавины (II—3).	Не пригодны для хозяйственного использования.
ДВ <sub>2</sub>	Морозное (III—3) и биохимическое (II—2) выветривание, гравитационное движение чингилов (III—3), инфильтрационная денудация (IV—4), солифлюкационные процессы (III—3).	Используются для пастбищного животноводства, отдельные участки могут служить как сенокосы. Не пригодны для расселения. Сооружение прудов, водохранилищ и плотин, проведение каналов и водосборных валов, ремонт действующих каналов и устройств.
ДВ <sub>3</sub>	Морозное (III—3) и биохимическое (II—2) выветривание, солифлюкационный снос (IV—4), дефлюкционное оплывание (III—3), каменные потоки (IV—4), снижение лавины (III—3), поверхностная эрозия (IV—4). Происходит медленный размыв почвенно-растительного покрова и обеднение летних пастбищ.	Используются для пастбищного животноводства. Сокращение количества скота на единицу площади пастбищ, ограничение выпаса скота в определенные промежутки времени на освещенных склонах.
ДС <sub>1</sub>	Биохимическое (III—3) и морозное (III—2) выветривание, инфильтрационная денудация (IV—4), солифлюкационные процессы (II—2), местами делювиально-пролювиальный снос (I—2). Происходит слабый смыв пашни.	Используются как пахотные земли и летние пастбища. Пригодны для расселения и размещения отдельных промышленных объектов. Мероприятия те же, что и ДВ <sub>2</sub> .

1	2	3
ДС <sub>2</sub>	<p>Термическое (III—4) и биохимическое (II—3) выветривание, инфильтрационная денудация (IV—4), в уступах и крутых склонах поверхностная эрозия (II—3), селевые явления (III—3), в отрицательных формах делювиально-пролювиальная аккумуляция (III—3). Сели угрожают с/х угодьям, дорогам, гидротехническим и инженерным сооружениям.</p>	<p>Широко используются в с/х, как пахотные земли, а каменистые участки как пастбища. На широкую механизацию полевых работ часто отрицательно влияют каменные нагромождения, холмы. Условия хорошие для расселения и размещения промышленных объектов. Целесообразно мелкие котловинообразные углубления превратить в водохранилища местного значения с целью орошения полей и уменьшения силы эрозии. Применение прогрессивных способов севооборотов, правильная организация пахоты и орошения земель, очистка полей от каменных глыб, фитомелиоративные мероприятия в крутых склонах. Улучшение качества сенокосов и пастбищ путем глубокой пахоты, искусственное травосеяние, дренажные работы для осушения болот. Комплекс мероприятий для восстановления эродированных земель и заброшенных карьеров. Гидротехнические сооружения для защиты путей сообщения, гражданских и промышленных сооружений, от селей, особенно в районе г. Артик, п. г. т. Маралик, ж. д. ст. Ани и с. Баграван.</p>
ДС <sub>3</sub>	<p>Термическое выветривание (IV—4), гравитационные процессы (IV—4), глубинная эрозия (IV—3).</p>	<p>Непригодны для хозяйственного использования.</p>
ДС <sub>1</sub>	<p>Термическое (IV—4) и химическое (IV—3) выветривание, поверхностная, в основном, пролювиальная (IV—4) и овражно-долинная эрозия (IV—4). Происходит смыв почвенно-растительного покрова. Сели и овражная эрозия угрожают с/х угодьям.</p>	<p>Используются как пахотные земли и пастбища. Лесонасаждение склонов, построение гидротехнических и инженерных сооружений для охраны ж/д и автомобильных дорог, канализация особенно опасных русел временно действующих оврагов.</p>
ДС <sub>5</sub>	<p>Биохимическое (III—3), частично термическое (I—2) выветривание, инфильтрационная денудация (IV—4), биогенная аккумуляция (III—2), в уступах плато гравитационные процессы (II—2) и поверхностная эрозия (II—2).</p>	<p>Условия хорошие для с/х организации территории (сенокосы, летние пастбища, пахота) и механизации полевых работ, для расселения и размещения промышленных объектов. Пониженные участки плато (болота Базырхан и Сыхных) могут служить чашей для накопления воды рр. Мокюзчай и Ашоцк (притоки р. Карс) и переброски этих вод в р. Ахурян.</p>

1	2	3
ДС <sub>6</sub>	Термическое (IV—3) выветривание, овражно-долинный (IV—4) и пролювиально-делювиальный снос (IV—4), селевые явления (IV—4). Происходит интенсивный смыв почвенно-растительного покрова. Сели угрожают с/х угодьям, дорогам, населенным пунктам, инженерным и гидротехническим сооружениям.	Используются как летние пастбища и частично пахотные земли. Посадка лесов и кустарников, сеяние трав для биологического закрепления разрушенных склонов, осыпей. Гидротехнические сооружения для уменьшения разрушительной силы селей, линейной эрозии путем строительства каскада поперечных сооружений распорного или гравитационного типа, барражи, селеулавливающие сооружения, канализированные русла и т. д.
ДС <sub>7</sub>	Термическое (II—2) и биохимическое (III—3) выветривание, делювиальный (IV—3) и дефлюкционный (III—4) снос, овражно-долинная (III—3) и речная эрозия (IV—3). Происходит смыв почвенно-растительного покрова, эрозия угрожает дорогам, с/х угодьям.	Используются как летние пастбища и пахотные земли. Запрещение вспашки склонов круче 12°, разрешение пахоты только поперек падения склонов.
АШ <sub>1</sub>	Биохимическое выветривание (IV—4), аллювиально-пролювиальная аккумуляция (IV—3), слабая речная эрозия в поймах рр. Ахурян, Каркачун, Кумайри (II—2). Ирригационная эрозия частично угрожает гидротехническим и инженерным сооружениям, с/х угодьям.	Наилучшие земли для всех отраслей народного хозяйства и интенсивно используются во всех отраслях. Запрещение расширения населенных пунктов и промышленных предприятий за счет с/х угодий. Улучшение качества оросительных каналов, расширение полосы полезащитных лесов.
АШ <sub>2</sub>	Термическое (III—3) и биохимическое (III—3) выветривание, пролювиально-делювиальная аккумуляция (IV—4), овражно-долинная (IV—3) эрозия, селевые явления (III—3). Последние угрожают с/х угодьям, населенным пунктам, ирригационным каналам, дорогам и т. д.	Используются как пахотные земли, частично пастбища и сенокосы. Фитолесомелиоративные, гидротехнические и инженерные мероприятия с целью уменьшения интенсивной овражно-долинной эрозии и охраны путей сообщения, с/х угодий от селей и линейной эрозии.
АА	Биохимическое выветривание (IV—4), аллювиальная (IV—3) и биогенная (IV—4) аккумуляция.	Используются как пахотные земли, летние пастбища и сенокосы. Пригодны для расселения. Дренажные мероприятия для осушения болот и превращения их в сенокосы.

Примечание: в графе 2, в скобках, римские цифры означают распространение процессов: I—очень редко, II—редко, III—среднее, IV—широкое. Арабские цифры—их интенсивность: 1—очень слабую, 2—слабую, 3—среднюю, 4—сильную.

рактический характер ее хозяйственного использования и охраны земельных ресурсов, что может стать научной основой для решения ряда практических задач, связанных с проектированием земель в различных целях, разработкой мероприятий для защиты земельных угодий от разрушительных природных процессов и явлений.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 14.V.1975.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.73

И. Г. ХАХАНОВ

ВЫНОС ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА РЕКАМИ  
АРМЯНСКОЙ ССР

Разнообразен состав органических веществ, выносимых реками Армянской ССР. Органические вещества могут поступать в реки с водосборных площадей, а также они могут образовываться в самом водоеме. Сюда относятся органические вещества, поступающие с промышленными и бытовыми сточными водами, гумусовые вещества, вымываемые из почв торфяников, лесного перегноя и других природных образований, включающих остатки растений.

Незагрязненные естественные воды в основном содержат незначительное количество органических веществ [3].

По сравнению с ионным стоком, сток растворенных органических веществ изучен значительно слабее [2].

Сток органических веществ в бассейнах некоторых крупных рек СССР освещен в работе Б. А. Скопинцева и Л. П. Крыловой [4]. Они изучили соотношение между перманганатной окисляемостью и органическим углеродом в речной воде, используя литературные данные по окисляемости и по содержанию органического углерода. Приведенные в гидрологических ежегодниках УГМС результаты химических анализов речных вод Армянской ССР по перманганатной окисляемости пересчитаны нами в виде среднеарифметических величин за многолетний период наблюдений.

Для вычисления органического углерода, содержащегося в органическом веществе, величина перманганатной окисляемости в мг О/л была умножена нами на коэффициент 0,375 (т. е. отношение эквивалентов углерода и кислорода 12/32).

Б. А. Скопинцев и Л. П. Крылова приближенно принимают содержание органического углерода в органическом веществе за 50%, т. е. для нахождения органического вещества в миллиграммах нами количество мг  $S_{орг}$  было удвоено. Рассчитанные нами среднегодовые значения органического вещества приводятся в табл. 1.

Построенная нами кривая (рис. 1) иллюстрирует вынос органических веществ реками Армянской ССР. Для большей наглядности составлена табл. 2, где вынос органических веществ реками представлен с разбивкой на ландшафтно-гидрологические районы. На основании табл. 2 построена кривая, характеризующая вынос органического вещества по этим районам.

Таблица 1

Годовой сток органических веществ рек Армянской ССР  
за период 1957—1962 гг.

Река—пункт	Перманганатная окисляемость, мгО/л	Органический углерод $C_{орг.}$ , мг/л	Органическое вещество, мг/л	Водный сток, млн. м <sup>3</sup>	Сток органических веществ, тонн
Раздан—Канакер ГЭС	2,8	1,050	2,100	1585,0	3,329
Раздан—ст. Масис	3,0	1,125	2,250	1059,7	2,384
Дебед—ст. Ахтала	3,0	1,125	2,250	889,4	2,001
Ахурян—Айкадзор	3,0	1,125	2,250	862,0	1,940
Дзорагет—ниже впадения р. Гергер	3,0	1,125	2,250	501,8	1,129
Воротан—Эйвазлар	1,9	0,713	1,426	638,1	0,910
Агстев—Иджеван	3,8	1,425	2,850	282,0	0,804
Севджур—Верин Зейва	2,0	0,750	1,500	491,7	0,738
Воротан—Ангехакот	2,5	0,938	1,876	323,9	0,608
Ахурян—Капс	3,0	1,125	2,250	250,1	0,563
Арпа—Ехегнадзор	2,0	0,750	1,500	360,5	0,541
Дебед—Мегрут	2,9	1,088	2,176	193,0	0,420
Вохчи—Кафан	1,9	0,713	1,426	290,2	0,414
Элегис—Шатин	2,0	0,750	1,500	240,0	0,360
Азат—Зовашен	2,6	0,975	1,950	177,6	0,346
Ахурян—Ахурик	2,0	0,750	1,500	209,1	0,314
Мармарик—Агавнадзор	2,6	0,975	1,950	149,2	0,291
Касах—Аштарак	2,0	0,750	1,500	183,2	0,274
Воротан—Борисовка	1,6	0,600	1,200	221,7	0,266
Аргичи—Верин Геташен	2,0	0,750	1,500	173,2	0,260
Агстев—Дилижан	3,6	1,350	2,700	92,7	0,250
Гаварагет—Норадуз	2,9	1,088	2,176	110,1	0,240
Касах—Зовунн	2,8	1,050	2,100	113,9	0,239
Гукасян—Красар	2,3	0,862	1,724	124,1	0,214
Масрик—Цовак	2,0	0,750	1,500	122,4	0,184
Арпа—кур. Джермук	1,5	0,563	1,126	153,0	0,172
Гехи—Гехи	1,9	0,713	1,426	119,2	0,170
Вохчи—Каджаран	1,8	0,675	1,350	118,3	0,160
Мегри—Мегри	1,9	0,713	1,426	99,0	0,141
Чичкан—близ устья	3,3	1,238	2,476	47,6	0,118
Ташир—Саратовка	3,5	1,313	2,626	42,6	0,112
Веди—Карабахлар	2,5	0,938	1,876	54,6	0,102
Дзыкнагет—Цовагюх	3,0	1,125	2,250	33,1	0,074
Масрик—Мец Мазра	2,9	1,088	2,176	33,1	0,072
Варденис—Варденик	1,7	0,638	1,276	49,5	0,063
Мартуни—Геховит	1,2	0,450	0,900	65,0	0,060
Горис—Горис	2,5	0,938	1,876	24,3	0,046
Джил—Джил	2,0	0,750	1,500	2,5	0,004

Сток органического вещества, тонн

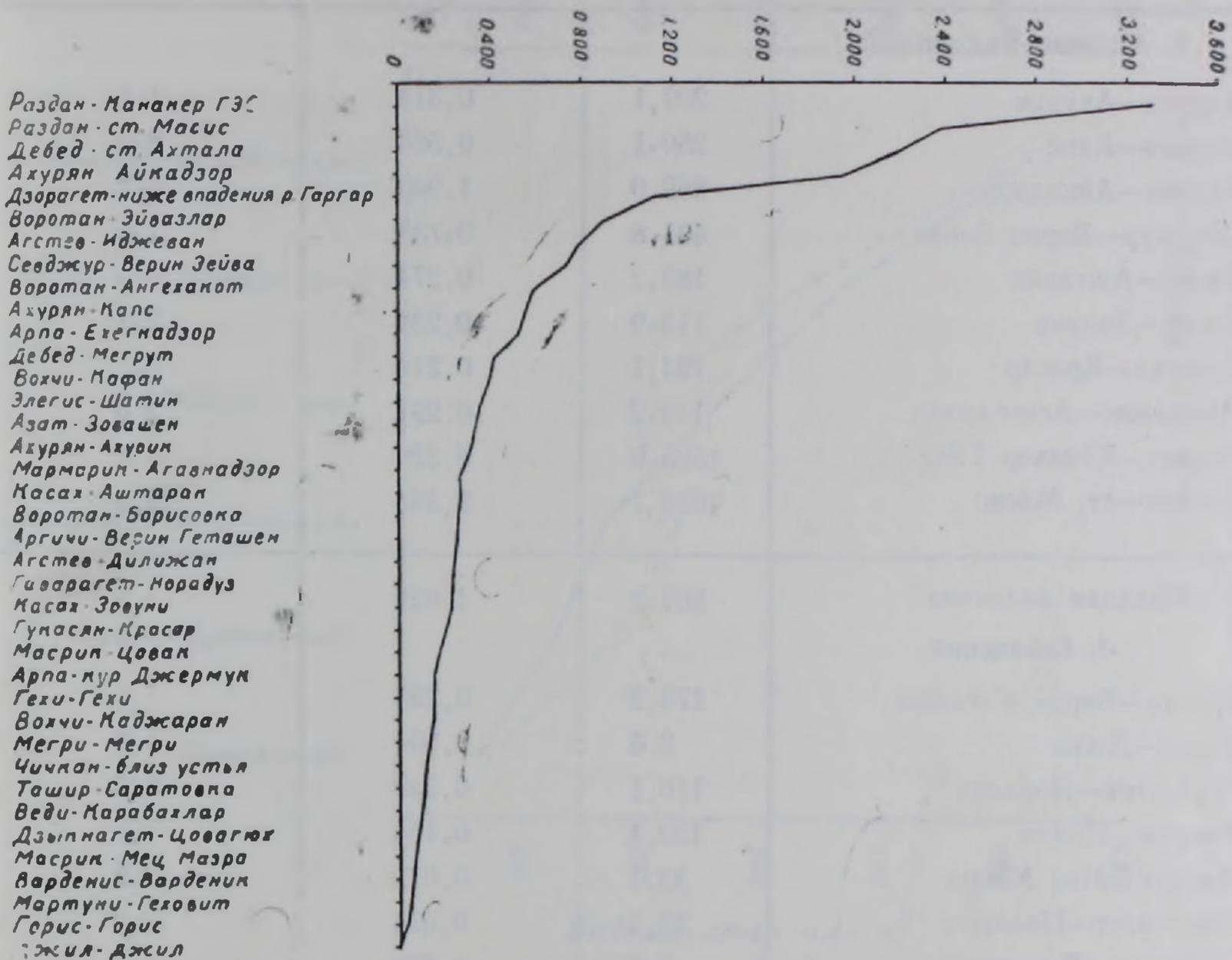


Рис. 1. Среднегодовые величины стока органических веществ некоторых рек Армянской ССР.

Таблица 2

## Ландшафтно-гидрологические районы

Река—пункт	Водный сток, млн м <sup>3</sup>	Сток органических веществ, тонн	Сток орг. вещ. на единицу водн. стока кг/млн. м
1	2	3	4
<b>1. Дебедский</b>			
Дебед—Мегрут	193,0	0,420	2,2
Дебед—Ахтала	889,4	2,001	2,2
Дзорагет—ниже впадения р. Гаргар	501,7	1,129	2,2
Чичкан—близ устья	47,6	0,118	2,5
Ташир—Саратовка	42,6	0,112	2,6
Средняя величина	334,9	0,756	2,3
<b>2. Агстевский</b>			
Агстев—Дилижан	92,7	0,250	2,7
Агстев—Иджеван	282,0	0,804	2,8
Средняя величина	187,4	0,527	2,8

1	2	3	4
<b>3. Ахуряно-Разданский</b>			
Ахурян—Ахурик	209,1	0,314	1,5
Ахурян—Капс	250,1	0,563	2,2
Ахурян—Айкадзор	862,0	1,940	2,2
Севджур—Верин Зейва	491,8	0,738	1,5
Касах—Аштарак	183,2	0,274	1,5
Касах—Зовуни	113,9	0,239	2,1
Гукасян—Красар	124,1	0,214	1,7
Мармарик—Агавнадзор	149,2	0,291	2,0
Раздан—Канакер ГЭС	1585,0	3,329	2,1
Раздан—ст. Масис	1059,7	2,384	2,2
Средняя величина	502,8	1,029	1,9
<b>4. Севанский</b>			
Аргичи—Верин Геташен	173,2	0,260	1,5
Джил—Джил	2,5	0,004	1,6
Гаварагет—Норадуз	110,1	0,240	2,2
Масрик—Цовак	122,4	0,184	1,5
Масрик—Мец Мазра	33,1	0,072	2,2
Дзыкнагет—Цовагюх	33,1	0,074	2,2
Варденис—Варденик	49,5	0,063	1,3
Средняя величина	74,8	0,128	1,8
<b>5. Азат—Арпинский</b>			
Мартуни—Геховит	65,0	0,060	0,9
Арпа—кур. Джермук	153,0	0,172	1,1
Арпа—Ехегнадзор	360,5	0,541	1,5
Элегис—Шатин	240,0	0,360	1,5
Веди—Карабахлар	54,2	0,102	1,9
Азат—Зовашен	177,6	0,346	1,9
Средняя величина	175,1	0,264	1,5
<b>Воротан-Мегринский</b>			
Воротан—Борисовка	221,7	0,266	1,1
Вохчи—Каджарац	118,3	0,160	1,4
Вохчи—Кафан	290,2	0,414	1,4
Гехи—Гехи	119,2	0,170	1,4
Воротан—Ангехакот	323,9	0,608	1,9
Воротан—Эйвазлар	638,1	0,910	1,4
Мегри—Мегри	99,0	0,141	1,4
Горис—Горис	24,3	0,046	1,8
Средняя величина	229,3	0,339	1,5

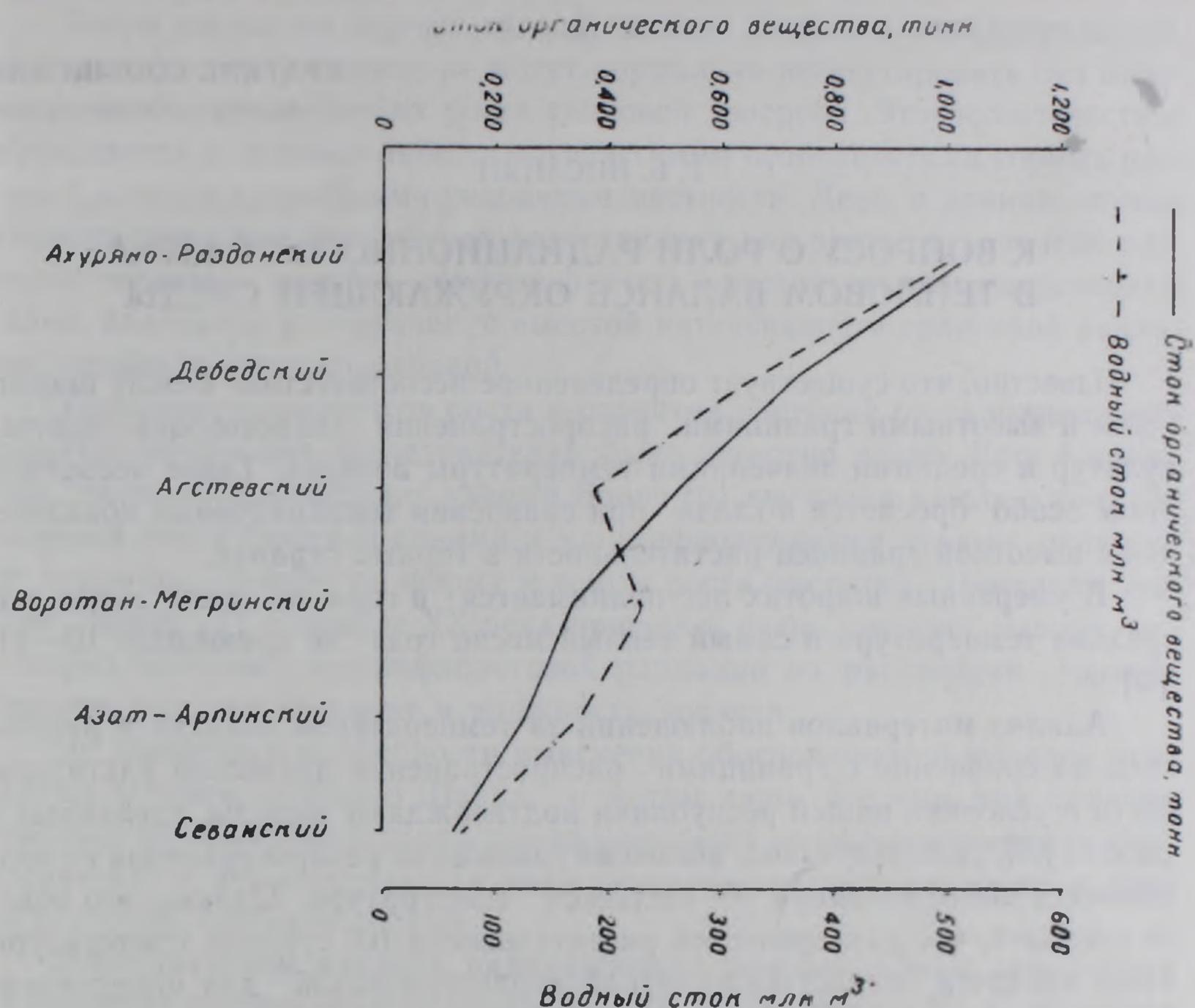


Рис. 2. Среднегодовые величины стока органических веществ по ландшафтно-гидрологическим районам в зависимости от водного стока.

Из приведенного графика (рис. 2) наглядно видно, что вынос органического вещества речных бассейнов Армянской ССР неоднороден. Он зависит от физико-географических факторов и характера питания рек. Сток органических веществ зависит от водного стока, что ясно видно из того же графика (рис. 2). Нарушение отмечено в Воротан-Мегринском районе.

Углубленное изучение этого вопроса даст возможность подойти к рациональному решению целого ряда вопросов практического характера, в том числе выяснение санитарного состояния водоемов, а также определение условий переноса (миграции) и осаждения ряда элементов [1].

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 6.XII.1973.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алекян О. А. Основы гидрохимии, Гидрометеонздат. Л., 1970.
2. Алекян О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. «Наука», М., 1964.
3. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах. Тр. ГОИН, вып. 17 (29), 1950.
4. Скопинцев Б. А., Крылова Л. П. Вынос органического вещества крупнейшими реками Советского Союза. Докл. АН СССР, 105, № 4, 1955.

Г. Б. НИСАНЯН

К ВОПРОСУ О РОЛИ РАДИАЦИОННОГО РЕЖИМА  
В ТЕПЛОВОМ БАЛАНСЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Известно, что существует определенное несоответствие между широтными и высотными границами распространения сельскохозяйственных культур и средними значениями температуры воздуха. Такое несоответствие особо бросается в глаза при сравнении температурных показателей с высотной границей растительности в горных странах.

В умеренных широтах лес поднимается в горы до таких высот, где средняя температура в самый теплый месяц года не превышает 10—11° [5].

Анализ материалов наблюдений за температурой воздуха и результаты их сравнения с границами распространения древесной растительности в условиях нашей республики подтверждают выводы, сделанные в работе [5]. Действительно, высотная граница ее распространения не поднимается выше изолинии 10° июльской температуры. Однако, это вовсе не означает, что для древесной растительности 10° средней температуры июля является единственно четкой характеристикой для определения нижнего термического предела развития древесной растительности, а, следовательно, и высотной границы ее распространения. Дело в том, что при средней месячной температуре 10° могут наблюдаться дни со средней суточной температурой воздуха крайне различных значений как высоких положительных, так и отрицательных. Это означает, что при одном и том же значении средней месячной температуры в отдельные дни (при низких или отрицательных значениях) температура воздуха не только не обеспечивает нормальную вегетацию растений, но может полностью остановить их рост или даже повредить. Сказанное дает основание заключить, что средняя месячная температура воздуха не может служить четкой характеристикой термических условий роста и развития не только древесной, но и вообще любой растительности.

Учитывая это обстоятельство, нами анализированы суммы среднесуточных активных температур воздуха за период выше 10°, подсчитанных по данным метеорологических станций, расположенных в зоне верхней границы (2000—2200 м) распространения культурных растений в республике. Произведенные расчеты показывают, что в Армянской ССР, в зоне верхней границы распространения технических культур, за вегетационный период накапливается всего 1700—1800° активной температуры выше 10°, в то время как для нормального их развития требуется 2100—2300° [3]. Это означает, что в высокогорных условиях нашей республики тепловые ресурсы атмосферы, примерно, на 400—500° меньше необходимой для роста и развития технических культур суммы.

Такой вывод, на первый взгляд, может казаться парадоксальным, ибо известно, что растения не могут нормально вегетировать без получения необходимой для их роста тепловой энергии. Это несоответствие объясняется не какими-либо специфическими особенностями горных растений, а чисто природными условиями местности. Дело, в данном случае, заключается в том, что в горах недостающая для роста и развития растений тепловая энергия компенсируется чувствительным нагреванием ткани, благодаря увеличению с высотой интенсивности солнечной радиации, особенно коротковолновой.

Зависимость процессов роста и развития растений от радиационного режима территории исследователям было известно давно. Еще в конце XIX столетия французский ученый Бонье [6] высказал мысль о том, что «горный свет», богатый синими и ультрафиолетовыми лучами, оказывает огромное влияние на форму и темпы роста растений. Немецкий ученый Шанц [7] в начале XX века пришел к очень смелому выводу, что в горах влияние ультрафиолетовой радиации на расстояния гораздо больше, чем температуры и влажности воздуха.

Не вдаваясь в подробности выяснения обоснованности выводов указанных авторов, особенно Шанца, отметим лишь, что ими, при наличии довольно скудного материала, правильно была подмечена большая биологическая и физиологическая роль ультрафиолетовой радиации в жизни растений, особенно горных.

Исследованием влияния радиационного режима горных территорий на развитие растительности занимались Ф. Ф. Давитая и Ю. С. Мельник [5]. Ими, в частности, дано объяснение кажущегося несоответствия между средней многолетней температурой воздуха и границами распространения леса как в полярных широтах, так и в высокогорных зонах.

В высокогорных зонах, где количество годовых атмосферных осадков, в основном, превышает годовую сумму испаряемости или, по крайней мере, равно ей, граница распространения растительности не лимитируется недостатком атмосферной влаги. Такое положение приводит к выводу, что основной причиной ограничения пределов распространения растительности в высокогорных зонах является недостаток тепла. Сказанное выше дает основание считать, что для целей агроклиматического исследования территории, особенно в высокогорном поясе, необходимо наравне с обычными факторами, характеризующими климат вообще, использовать также данные о радиационном режиме.

Насколько большое влияние оказывает радиационный режим на темпы роста и развития растений можно судить по примерам выращивания культуры табака в районах Мартуни и Шнох, описанных в работах [3, 4].

Анализ материалов, характеризующих радиационный режим упомянутых пунктов, показывает, что суммарная радиация за вегетационный период в Мартуни на 12,5 ккал, а продолжительность солнечного сияния на 430 часов больше, чем в Шнохе [2]. Такое положение, как показывают исследования Александрияна Г. А. [1], объясняется тем, что благодаря большой относительной высоте и особенно ограждения естественными

преградами от влияния запыленных тропических масс воздуха, атмосфера над Мартуни более прозрачна, чем над Шнохом.

В уменьшении прозрачности атмосферы над Шнохом, который расположен за пределами влияния запыленных тропических масс воздуха, главную роль играет наличие в воздухе относительно большого количества водяного пара. Сказанное подтверждается большой облачностью и, как следствие этого, меньшей продолжительностью солнечного сияния [2].

Аналогичный анализ по ряду других районов, расположенных в разных физико-географических условиях, приводит к выводу, что при оценке агроклиматических условий отдельных районов нельзя пользоваться только обычными климатограммами температур и осадков без учета влияния солнечной радиации на непосредственное нагревание листовой поверхности растения.

В целях подтверждения сказанного ниже приведен график сезонного хода продолжительности солнечного сияния и интенсивности суммарной радиации для районов Мартуни и Шнох, построенного по данным работы [2] (рис. 1).

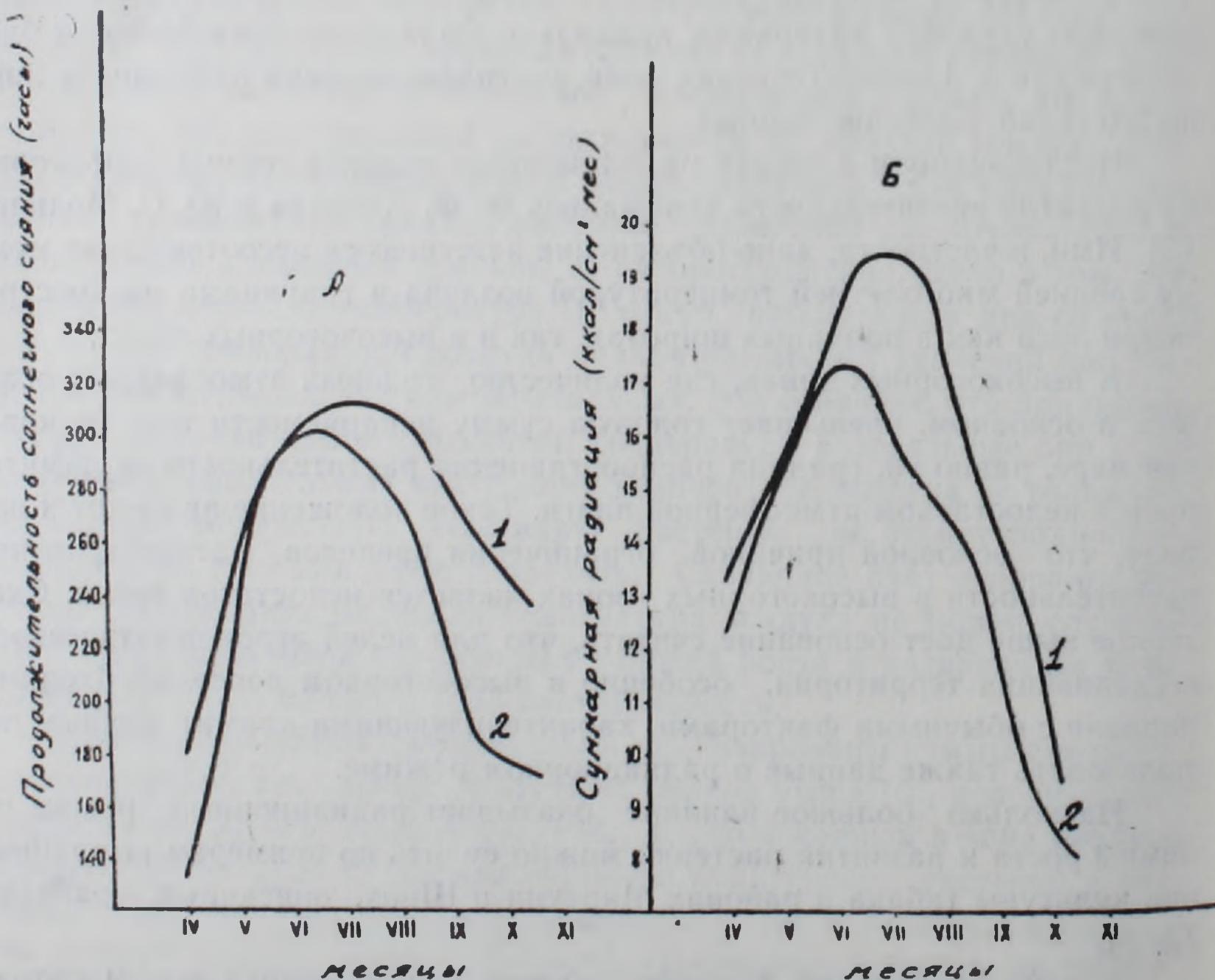


Рис. 1. Сезонный ход продолжительности солнечного сияния (А) и интенсивности суммарной радиации (Б). 1—Мартуни, 2—Шнох.

Из графика легко усматривается, что в Мартуни абсолютные величины как продолжительности солнечного сияния, так и тем более суммарной радиации больше.

Месячная и сезонная суммы температур, дополнительно накопленных от непосредственного нагревания поверхности листьев

Таблица 1

Пункты	V			VI			VII			VIII			IX			V—IX		
	Число часов солнечного сияния	Число дней с полным сиянием солнца	Сумма температур, дополнительно накопленных листьями	Число часов солнечного сияния	Число дней с полным сиянием солнца	Сумма температур, дополнительно накопленных листьями	Число часов солнечного сияния	Число дней с полным сиянием солнца	Сумма температур, дополнительно накопленных листьями	Число часов солнечного сияния	Число дней с полным сиянием солнца	Сумма температур, дополнительно накопленных листьями	Сумма накопленных дополнительных температур	Сумма активных температур за период выше 10°	Общая сумма использованных растением температур			
Мартуни	260	18,5	92	303	20,2	101	316	21,0	105	314	20,8	104	277	21,2	106	508	2344	2852
Красносельск	229	16,3	82	246	16,4	82	222	14,8	74	224	14,9	74	189	14,6	73	385	2029	2414
Камо	254	18,2	91	295	19,6	98	305	20,3	101	286	19,1	96	252	19,3	97	483	2230	2713
Севан—ГМС	244	17,4	87	302	20,1	100	323	21,5	107	304	20,2	102	263	20,2	101	496	2145	2641
Яных	248	17,7	89	305	20,3	101	335	22,3	111	317	21,2	106	272	21,0	105	512	1545	2057
Семеновка	209	14,9	75	248	16,5	83	246	16,4	82	259	17,3	86	211	16,2	81	407	1590	1997

Разница этих величин особенно чувствительна в период июнь—август, т. е. в самый разгар вегетационного периода.

При расчете, накопленного от непосредственного нагревания листьев количества тепла разность температур листовой поверхности растений и воздуха приняты в среднем  $5^{\circ}$  [5].

Учитывая действительную и возможную продолжительность солнечного сияния, подсчитана примерная сумма дополнительно накопленной температуры как для отдельных месяцев, так и за весь период с температурой выше  $10^{\circ}$ . Итоговые данные расчетов по ряду высокогорных пунктов республики сведены в таблицу, в которой возможная продолжительность солнечного сияния принята: май—14, июнь—август—15, сентябрь—13 часов (табл. 1).

Данные таблицы показывают, что дополнительно накопленная сумма температуры, в зависимости от продолжительности солнечного сияния, колеблется в пределах  $385—512^{\circ}$ . Это означает, что в тех высотных зонах, где за период с температурой выше  $10^{\circ}$  сумма активных температур воздуха на  $400—500^{\circ}$  меньше нижнего предела биологически потребной суммы, растения могут успешно развиваться. Ограничивающим фактором здесь может явиться только продолжительность вегетационного периода и вероятность наличия ранних осенних заморозков.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 2.VII.1974.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Александрян Г. А. Атмосферные осадки в Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
2. Карташян Р. А., Мхитарян А. М. Радиационный режим территории Армянской ССР. Тр. ЗакНИГМИ, вып. 39 (45). Гидрометиздат, Л., 1970.
3. Нисанян Г. Б. О необходимой для табачного растения суммы температур (на арм. яз.). Известия с/х наук, Мин. с/х Арм. ССР, № 1, 1969.
4. Нисанян Г. Б. К вопросу определения оптимальных сроков высадки рассады табака в грунт (на арм. яз.). Известия с/х наук, Мин. с/х Арм. ССР, № 11—12, 1969.
5. Давтян Ф. Ф., Мельник Я. С. Радиационный нагрев деятельной поверхности и границы леса. Метеор. и гидрол., № 1, 1962.
6. Bonnier G. Recherches experimentales sur l'adaptation des plantes au climat alpin. Ann. sci. nat. (Bot.), t. XX, 1895.
7. Schanz F. Versuche über die Wirkung ultravioletter strahlen des Tageslichtes auf die vegetation. Pflanzers Arch., Bd. 181, s. 229, 1920.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ИТОГИ ВСЕСОЮЗНОГО СИМПОЗИУМА  
«ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ТИХООКЕАНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ»

С 15 по 19 сентября во Владивостоке проходил Всесоюзный симпозиум, посвященный глубинному строению, магматизму и металлогении Тихоокеанского вулканического пояса. В работах симпозиума принимали участие вулканологи, палеовулканологи, металлогенисты—специалисты по рудным месторождениям, геохимики, геофизики и тектонисты, представители различных научных и производственных организаций — более 500 ученых из 50 городов Советского Союза. Всего было заслушано около 90 докладов.

На симпозиуме доклады были систематизированы по трем секциям, охватывающим следующие проблемы:

1. Глубинное строение и магматизм вулканических поясов.
2. Вулкано-тектонические структуры, вулкано-тектонические системы (по геофизическим данным).
3. Металлогения вулканических поясов.

Симпозиум открыл директор Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, председатель оргкомитета, академик Ю. А. Косыгин. От имени ОНЗ АН СССР симпозиум приветствовал член-корр. АН СССР В. А. Жариков.

С огромным интересом на пленарном заседании были заслушаны доклады: Ю. А. Кузнецова, Г. М. Фремда «Общие задачи изучения глубинного строения, магматизма и металлогении вулканических поясов»; А. В. Пейве, посвященный изучению океанической коры в пределах Филиппинских островных дуг и глубоководных Марианских желобов (по результатам работ, выполненных АН СССР по линии ЮНЕСКО); Е. Е. Милановского «Место краевых вулканических поясов в структуре и развитии Земли»; Г. Ф. Яковлева, М. М. Василевского «Прерывистые вулканогенные зоны эвгеосинклиналей»; М. Г. Ломизе «Сравнительный анализ Арауканского (Анды) и Охотско-Чукотского вулканических поясов»; А. Л. Яншина «Тектонические положения вулканических поясов»; В. Ф. Белого «Вулканоструктуры, вулкано-тектонические структуры и связанные с ними вопросы теоретической палеовулканологии»; Е. А. Радкевич «Металлогения Тихоокеанских вулканических поясов»; М. И. Ициксона «Глобальные металлогенические системы Тихоокеанского пояса и их связь с вулканическими поясами»; И. А. Буриковой, А. В. Гущина, В. И. Рогова, Т. И. Фроловой, В. Т. Фролова «Особенности эволюции вулканизма зоны перехода от континента к океану»; В. К. Ротмана «Блоковое строение и особенности металлогении вулканических дуг Восточной Азии»; П. Ф. Сопко «Сравнение металлогении Южного Урала и Тихоокеанских вулканических поясов» и мн. др.

На секции «Металлогения вулканических поясов» были заслушаны следующие доклады: А. И. Байкова, Г. П. Яроцкого, В. Д. Дмитриева, Г. П. Декина «Геоблоки Камчатки и их металлогеническая специализация»; И. Н. Томсона, В. П. Василенко, В. С. Кравцова, А. Н. Родионова, Н. Т. Кочневой, Г. А. Таканаевой «Структура и металлогения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса»; Г. В. Нестеренко «Металлогения меди Чилийской части Тихоокеанского пояса». На этой же секции был зачитан доклад К. М. Мурадяна, В. Н. Котляра и Э. А. Хачатуряна «О металлогении вулканогенных формаций Армянской ССР и сопредельных территорий Малого Кавказа» и мн. др.

Во всех вышеотмеченных докладах, в заключительных выступлениях, а также в принятом решении симпозиума с позиции новой глобальной тектоники была показана важность и большое значение проблемы изучения магматизма и металлогении Тихоокеанского вулканического пояса, который окружает сплошным огненным кольцом (островные дуги, в которых сосредоточены три четверти всех действующих на Земле вулканов) величайшую на нашей планете океаническую впадину.

Симпозиум, основываясь на принципах актуализма, подчеркнул актуальность и теоретико-практическую перспективность исследований зоны Беньофа—проблемы происхождения гирлянд вулканических островных дуг, глубоководных желобов, окраинных морей, рифтовых зон и значение их палеореконструирования для решения многих кардинальных и дискуссионных вопросов магматической геологии, тектоники, метасоматизма и рудообразования, а также изучения верхней мантии и разработки теории геологической истории земной коры в целом.

Симпозиум особое внимание уделил перспективности проблемы металлогении вулканогенных формаций.

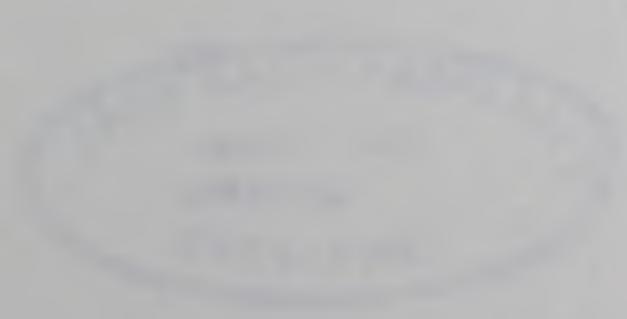
С 19 по 25 сентября, после симпозиума, были совершены геологические экскурсии на Тихоокеанские вулканические пояса: 1) Восточно-Сихотэ-Алинская; 2) Хингано-Охотская, с осмотром отдельных вулканотектонических структур, систем, рудных месторождений и рудопроявлений; 3) Южно-Курильская.

Присутствующие на симпозиуме армянские геологи (С. Б. Абовян, К. М. Мурадян, Р. Н. Таян, О. П. Гуюмджян) участвовали в Южно-Курильской экскурсии и ознакомились с особенностями геологии, магматизма и металлогении этой островной дуги. В основном осмотрели молодые вулканотектонические и вулканические структуры острова Кунашир. На примере вулкана Менделеева ознакомились с современной вулканической и поствулканической деятельностью и ее ролью в динамике процесса метасоматизма (горячий пляж—долины разгрузки современных газогидротерм по внешнему и внутреннему кольцу вулкана Менделеева) и современного вулканогенного рудообразования (Менделеевское проявление серы, серного и медного колчедана, бурого железняка, ртути и др.).

Малый Кавказ, как отрезок Средиземного вулканического пояса альпийского возраста, представляющий собой классическую область но-

вейшего вулканизма и палеовулканизма, по истории магматизма и рудообразования проявляет много общих черт с Тихоокеанским вулканическим поясом. Следовательно, основные современные геолого-структурные элементы, приуроченные к границам литосферных плит, могут быть использованы для распознавания и дальнейшего исследования металлогенических и палеовулканических особенностей Армянской ССР и Малого Кавказа в целом.

К. М. МУРАДЯН



НАУЧНАЯ ХРОНИКА

ПЯТОЕ ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

С 20 по 23 сентября в Уфе, в Башкирском филиале АН СССР, прошло пятое Всесоюзное совещание по термобарогеохимии, посвященное 25-летию изучения микровключений в породах и минералах.

В совещании участвовали представители различных научных и производственных организаций Советского Союза, а также геологи Болгарии, Польши и Румынии.

Совещание проводилось по четырем секциям: 1—«Термодинамическая геохимия гидротермального и пневматолитового минералообразования по включениям». 2—«Петрология магматизма и метаморфизма в свете данных термобарогеохимии». 3—«Прикладное использование геохимических систем включений в минералах». 4—«Химизм, методы и техника исследования включений минералообразующих сред».

Было заслушано более 250 докладов. Большинство докладов было посвящено изучению химического состава рудообразующих растворов, их термодинамическому анализу, условиям формирования различных месторождений. Выяснилось, что в газовой-жидких включениях резко преобладают хлориды и карбонаты натрия и калия, а из газовых компонентов — углекислота. При изучении микровключений в настоящее время применяются самые разнообразные методы анализа, вплоть до лазерного микроанализа.

На совещании были отмечены достижения нового направления в изучении микровключений — изучения расплавных включений в магматических образованиях.

С интересным докладом «Рудоносные гидротермы Каджаранского медно-молибденового месторождения» выступили авторы этой заметки совместно со своими новосибирскими коллегами. Современными термобарогеохимическими методами были изучены микровключения, и результаты были сопоставлены с современными гидротермами.

Следующее совещание по термобарогеохимии намечено провести в 1978 г. в Дальневосточном филиале АН СССР.

О. Г. МАДАНЯН,  
В. А. ИГУМНОВ

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ, ПОСВЯЩЕННОЕ ИЗУЧЕНИЮ  
ГАЗЛИЙСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

С 27 по 29 октября 1976 г. в Ташкенте, в Институте сейсмологии АН УзССР Межведомственным Советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (МСССС) АН СССР было проведено совещание, посвященное обсуждению результатов Газлийских землетрясений.

В апреле-июне 1976 г. в районе Газли произошло несколько сильных землетрясений. Эпицентры их были приурочены к месту пересечения центральной Тянь-Шаньской зоны с центральной Кызылкумской зоной. Землетрясение 8 апреля с  $M$  (магнитуда) около 7,0, глубиной очага около 20 км имело протяженность очага около 50 км. Землетрясение 17 мая с  $M$  около 7,3, глубиной очага около 30 км имело протяженность очага около 70 км.

Землетрясения в Газли были зафиксированы системой станций оповещения в СССР и многими зарубежными сейсмическими станциями. Сведения об этих землетрясениях поступили из Пакистана, Ирана, Эфиопии, Швеции, США, Китая и т. д.

Все геохимические признаки Газлийских землетрясений показали, что в область подготовки была вовлечена огромная площадь. Были зафиксированы изменения в содержаниях газовых (радон,  $CO_2$ , He, H и т. д.) и химических компонентов минеральных вод за несколько дней до землетрясения даже в таких удаленных от Газли станциях наблюдения, как Андижан (700 км), Обигарм (больше 1000 км).

Совещание проводилось по двум секциям: геофизические и геологические наблюдения, геохимические индикаторы землетрясений. На второй секции с докладом «Гидросейсмологические исследования на территории Армянской ССР» выступил автор этой заметки.

При МСССС АН СССР организована комиссия по гидросейсмологическим методам поиска предвестников землетрясений. В состав комиссии вошли такие ученые, как чл.-корр. АН СССР Н. И. Хитаров, проф. А. Н. Султанходжаев, проф. Е. В. Пиннекер и др. От Закавказья в комиссию вошли три представителя, от Армянской ССР—автор этого сообщения.

И. В. ИГУМНОВ

