

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

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



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

#### ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂՅԵԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),  
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-  
սարյան, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Կ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.  
Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանր. գիտ.  
թեկն. Ս. Տ. Միրիջանյան, երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ա. Ռոս-  
տոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ա. Ա. Յա-  
րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

Խմբագրութեան հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Բարեկամութեան 24 ա.  
Адрес редакции: 375019, Ереван 19, Барикамутьян, 24а

---

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

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

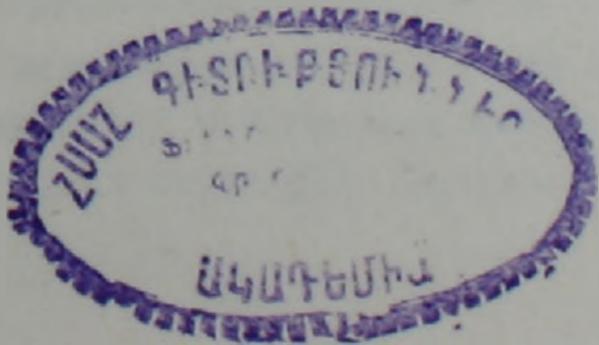
Ա. Տ. Ասլանյան. Լիթուսֆերային սալերի տուրբուլենտության շափանիշի սահմանման շուրջ	3
Կ. Պ. Բաղդասարյան, Խ. Խ. Ղուկասյան. Բջնիի միզմատիտ-գրանիտային զանգվածի հասակը (ըստ Rb—Sr իզոթրոնային ռադիոմետրիայի տվյալների և երկրաբանական պատկերացումների	15
Շ. Հ. Ամիրյան, Գ. Հ. Փիլյան. Արմանիսի պղինձ-բազմամետաղային հանքավայրը	30
Ա. Ի. Կարապետյան, Հ. Պ. Դույումջյան, Է. Մ. Նալբանդյան. Հայկական ՍՍՀ լավար գետի ավազանի դայկանների գոլավորության ծագման մեջ ցեոլիտացման դերի մասին	46
Կ. Ն. Կատեբեյլդ, Վ. Ի. Շմուրատկո, Երկրի և Մարսի մոլորակաբանական տարբերություններն ու նմանությունները	62

ՀԱՄԱԻՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Վ. Խ. Խսրայեղյան. Օրսիդիանների էլեկտրոնային մանրադիտակային հետազոտությունները	74
Ա. Ա. Սահակյան, Է. Գ. Գյուղակյան, Գ. Վ. Սարգսյան. Հայկական լենոաշխարհի միջինացված ռեգիոնալ գոգոգրաֆի կիրառման արդյունքները	80
Ա. Գ. Աֆրիկյան. Մեկ հակադարձ հատումով կետի կոորդինատների հաշվման իտերացիայի եղանակը	86
Ո. Կ. Հովսեփյան, Լ. Ա. Հախվերդյան. Կովկասյան ռեգիոնի 1980 թ. ժամանակաշրջանի նորմալ մագնիսական դաշտի քարտեզները	89

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

Կոնստանտին Նիկոլայի Պաֆենհոլց	92
-------------------------------	----



- А. Т. Асланян. К определению критерия турбулентности литосферных плит . . . . . 15
- Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян. О возрасте Бжнийского массива мигматит-гранитов (по данным *Rb-Sr* изохронной радиометрии, с учетом геологических представлений) . . . . . 30
- М. О. Амирян, Г. О. Пиджян. Арманисское медно-полиметаллическое месторождение . . . . . 40
- А. И. Карапетян, О. П. Гуюмджян, Э. М. Налбандян. О роли цеолитизации в происхождении полосчатости даек бассейна р. Лалвар Армянской ССР . . . . . 65
- Г. Н. Каттерфельд, В. И. Шмуратко. Планетологические различия и сходства Земли и Марса . . . . .

Краткие сообщения

- В. Р. Израелян. Электронномикроскопическое исследование обсидианов . . . . . 7
- А. А. Саакян, Э. Г. Гедакян, Г. В. Саргсян. Результаты применения осредненного регионального географа Армянского нагорья . . . . . 80
- А. Г. Африкян. Способ итерации вычисления однократной обратной засечки . . . . . 8
- О. Г. Овсепян, Л. А. Ахвердян. Карты нормального магнитного поля Кавказского региона эпохи 1980 г. . . . . 8

Потери науки

- Константин Николаевич Паффенгольц . . . . . 92

УДК: 551.242.5.056

А. Т. АСЛАНЯН

## К ОПРЕДЕЛЕНИЮ КРИТЕРИЯ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Если рассматривать литосферу как несжимаемую оболочку на текучем субстрате и допустить, что она подвергается короблению и деструкции вследствие гравитационного сжатия Земли и расчленяется при этом на  $n$  одинаковых блоков (плиты, геоблоки), то простейшей стилизованной моделью турбулентности будет поднятие («через одну») половины множества этих плит ( $n/2$ ) и погружение другой половины множества ( $n/2$ ). Такая картина сходна с упрощенной схемой конвекции в мантии из  $n$  ячеек. Далее, если рассматриваемый контракционный механизм коробления литосферы является причиной чандлеровских колебаний полюса (попеременное нарастание и релаксация напряжений с характерным временем затухания  $\tau = 13$  лет) и изменения неприливного компонента скорости вращения Земли  $m_3$ , то необходимые для количественной оценки критерия турбулентности  $m_1/m_3 = \sqrt{3P/2} \approx P$  параметры будут определяться на основе известного значения среднеквадратичной величины смещения полюса  $m_1 = \Delta\alpha = 7,06 \cdot 10^{-7}$  рад,  $m_3 = f\Delta\alpha = 2,31 \cdot 10^{-9}$  за 13 лет ( $f$  — динамическое сжатие Земли, равное  $1/305,51$ ) и значения периода свободной нутации оси Земли,  $P = 2\pi/\Omega$ , определяемого из квадратного уравнения  $(\Omega - f\omega) \cdot (\Omega + \omega) = 0$ . Согласно предложенному В. Мунком и Р. Ревелем (1952) критерию, относительно большие значения  $P$  характеризуют турбулентность (хаотичность) движения геоблоков, а относительно малые значения, наоборот, указывают на отсутствие заметной турбулентности. Для малого корня  $P = P_1 = -2\pi/\Omega_1 = 2\pi/\omega$  ( $\omega = 2\pi/T$  — угловая скорость суточного движения Земли,  $T$  — продолжительность суток),  $P_1 = T \sim 24$  ч. (квазисуточная или резонансная нутация) и  $m_1/m_3 \approx 1$  (вращательно-гироскопический момент, связанный с периодом  $P_1 \cong 1$  сутки, компенсирован противоположно направленным магнитным прецессионным моментом Земли); для второго большого корня  $P = P_2 = 2\pi/\Omega_2$ ,  $\Omega_2 = f\omega$ ,  $P = P_2 = 2\pi/f\omega = 305,5$  сутки (период эйлеровой нутации для абсолютно твердой Земли); для реальной Земли  $P = 434$  сутки (период чандлеровской нутации),  $m_1/m_3 \approx 434$  и, следовательно, литосферные блоки в этом случае находятся в состоянии турбулентности. В таком же плане могут рассматриваться конвективные течения в мантии, поддерживаемые, главным образом, тепловой энергией гравитационного сжатия (фазовые переходы и другие) Земли. Согласно зависимости  $2\Delta R/R = m_1/P$  при  $P = 434$ ,  $R = 6371$  км,  $m_1 = 7,06 \cdot 10^{-7}$  рад,  $\tau = 13$  лет уменьшение радиуса Земли составляет для современной эпохи 4 см за 100 лет. Этому значению  $\Delta R$  соответствует уменьшение больших кругов литосферы для фанерозойского времени на 1500 км (вследствие изгибов, субдукции, смятий и т. д.)

В работе, посвященной интерпретации неравномерностей вращения Земли, Мунк и Ревель [19] сформулировали понятие «турбулентность материков» и установили критерий, определяющий возможность возникновения турбулентности вертикально перемещающихся блоков литосферы. Позднее этот критерий рассматривался в совместной работе Манка и Макдональда [10] и автором настоящих строк [2]. Постановка задачи следующая.

Пусть внешняя жесткая несжимаемая оболочка Земли (литосфера), залегающая на полужидких текучих массах (астеносфере), разделена на множество блоков (геоблоки) и под влиянием тектонических сил коробится таким образом, что каждый блок движется вверх или вниз как целое независимо от соседних блоков. Кроме того, допускается, что хотя и общая величина погружающихся масс в блоках равна общей величине поднимающихся масс, тензор инерции флюктуирует, поскольку средние значения широты и долготы поднимающихся блоков не должны, вообще говоря, быть равными средним значениям широты и долготы опускающихся блоков (в статистическом представлении). Подобные перемещения геоблоков безусловно влияют на состояние как регулярности, так и симметричности вращения планеты; в частности, под влиянием таких перемещений масс меняется угловая скорость вращения ( $\omega$ ), момент инерции ( $J$ ), расстояние между полюсом инерции и полюсом вращения Земли ( $\alpha$ ) [см. 1, 8, 10, 13, 15].

Для определения среднеквадратичных значений указанных величин Мунк и Ревель приводят следующие формулы:

для смещения полюса

$$\vec{m}_1 = 3 \sqrt{\frac{3}{5}} \cdot P \frac{\rho_k}{\rho_e} \cdot \frac{\bar{Z}}{R} \cdot \frac{1}{\sqrt{n}}, \quad (1)$$

для вариации вращения

$$m_3 = \frac{\Delta \bar{\omega}}{\omega} = \frac{\Delta J}{J} = \frac{6}{\sqrt{5}} \cdot \frac{\rho_k}{\rho_e} \cdot \frac{\bar{Z}}{R} \cdot \frac{1}{\sqrt{n}}, \quad (2)$$

где  $\rho_k$  — средняя плотность геоблоков,  $\rho_e$  — средняя плотность Земли,  $\bar{Z}$  — среднеквадратичное значение вертикального смещения геоблоков,  $n$  — число геоблоков ( $n \gg 1$ ),  $R$  — средний радиус Земли,  $P = 2\pi/\Omega$  — период свободной нутации оси Земли,  $\vec{m}_1$  — угловая мера смещения полярной оси инерции от мгновенной оси вращения Земли,  $\Delta J$ ,  $\Delta \omega$  — вариации  $J$  и  $\omega = 2\pi/T$  (для Земли без гидросферы принимается  $P = 404$  сутки, среднее значение  $P$  для реальной Земли принимается равным 434 сутки = 1,19 лет, максимальное пиковое значение 457 суток) [см. 10, 14, 15].

Соотношения (1), (2) получены указанными авторами из условий:

$$\langle \Delta M \rangle^2 = \sum_i A_i^2 \langle Z_i^2 \rangle + \sum_{i \neq j} A_i A_j \langle Z_i Z_j \rangle = 0, \quad (3)$$

$$\Delta M = \sum_i A_i Z_i = 0 \quad (\text{условие сохранения массы}), \quad Z_i Z_j = r \bar{Z}^2, \quad (4)$$

$$B_i = (\rho_k a^2) A_i \cdot \sin^2 \theta_i, \quad (5)$$

$$\langle \Delta J \rangle^2 = \left( \sum_i B_i^2 + r \sum_{i \neq j} B_i B_j \right) \bar{Z}^2, \quad \Delta J = \sum_i B_i Z_i. \quad (6)$$

Здесь  $A$  — площадь поверхности геоблока,  $\theta$  — коширота точки, для которой определяется радиальное смещение  $Z$  (относительно уровня моря),  $\rho_k$  — средняя плотность геоблока,  $\langle \rangle$  — знак среднего значения данной величины (суммирование произведено от  $i = 1$  до  $i = n$ ). Полагая

$$\sum_i A_i^2 = nA^2, \quad \sum_{i+j} A_i A_j = n(n-1)A^2, \quad r(1-n) = 1 \quad (7)$$

и исключая  $r$  из выражений (3), (4) для  $\langle \Delta M \rangle$  и выражения (6) для  $\langle \Delta J \rangle^2$ , они получили:

$$B_i^2 (\rho_k a^2)^2 A^2 \sum_i \sin^4 \theta_i = (\rho_k a^2)^2 A^2 n \left( \frac{8}{15} \right), \quad (8)$$

$$\sum_{i+j} B_i B_j = (\rho_k a^2)^2 A^2 n(n-1) \left( \frac{2}{3} \right)^2. \quad (9)$$

Учитывая, что  $m_3 = \Delta J/J$ ,  $J = kMa^2$  ( $k$  — безразмерный момент инерции,  $M$  — масса,  $ka^2$  — квадрат радиуса инерции Земли) и подставляя в выражение (6) для  $\langle \Delta J \rangle^2$  значения  $B_i$ ,  $B_j$  из (8)–(9), можно прийти к формулам (1), (2).

В основе выражений (1), (2) лежит условие постоянства углового момента Земли  $L_1 = J\omega = Ms^2\omega = const$ , дающее после варьирования

$$\frac{\Delta J}{J} = -\frac{\Delta\omega}{\omega} = \frac{\Delta T}{T}; \quad \frac{\Delta\omega}{\omega} = -\frac{2\Delta S}{S}. \quad (10)$$

Здесь  $M$  — масса, а  $S$  — радиус инерции (радиус жирации) Земли, равный  $S = a\sqrt{k}$ ,  $T = 2\pi/\omega$  — продолжительность суток ( $a$  — реальный радиус,  $k$  — безразмерный момент инерции Земли, равный в настоящее время 0,33089).

Сравнение выражений (1), (2) дает

$$\frac{m_1}{m_3} = \frac{\sqrt{3}}{2} \cdot P \approx P. \quad (11)$$

Мерой турбулентности геоблоков Мунк и Макдональд [10] считают период свободной нутации  $P$  мгновенной оси вращения планеты: чем больше  $P$ , тем хаотичнее движение геоблоков, и наоборот, чем меньше  $P$ , тем выше осевая симметрия процессов, вызывающих колебания полюсов. В своих расчетах они приняли в (1), (2)  $\rho_c/\rho_k \approx 2$ ,  $n = 21$  (блоки размерами порядка Северной Америки) и для радиального смещения на  $Z = 5$  см за 100 лет должны были получить  $m_1 = 6 \cdot 10^{-7}$  рад и  $m_3 = 2,30 \cdot 10^{-9}$  (при  $Z = 5$  см/100 лет и  $n = 12$  получается  $m_1 = 7,75 \cdot 10^{-7}$  рад и  $m_3 = 3,84 \cdot 10^{-9}$ ). По этим данным отношение  $m_1/m_3 \approx 260$  и, следовательно, вероятность турбулентного движения геоблоков оказывается весьма высокой [см. 2, 10, 18]. Мунк и Макдональд полагают для XX века  $m_1 = 5 \cdot 10^{-7}$ ,  $m_3 = 5 \cdot 10^{-8}$ ,  $m_1/m_3 < 10$  и делают вывод о высокой симметрии процессов, вызывающих покачивание полюсов и, следовательно, об отсутствии четко выраженной хаотичности в движении геоблоков, соответствующем условию  $m_1/m_3 \gg 10$  [см. 10, стр. 298]. Близкое знакомство с работой Мунка и Макдональда показывает, что вопрос правомерности использованных ими формул (1), (2), (11), включающих период свободной нутации (прецессии)  $P = 2\pi/\Omega$  нуждается в дополнительном обосновании, поскольку за число суток в таком периоде они взяли отношение  $1/f \approx C/(C-A)$ , спра-

ведливое для модели абсолютно твердой Земли (здесь  $C$  и  $A$  — полярный и экваториальный моменты инерции Земли). В действительности необходимо иметь в виду следующее.

В теории прецессии Эйлера частота собственных прецессионных колебаний (свободных нутационных колебаний) Земли определяется в системе осей инерции  $A, C$  из квадратного уравнения

$$(\Omega - f\omega)(\Omega + \omega) = 0. \quad (12)$$

Один из корней этого уравнения  $\Omega_1 = f\omega$  определяет период свободной ретроградной нутации Эйлера для абсолютно твердой модели Земли  $2\pi/\Omega = 2\pi/f\omega = 305,5$  суток, а другой корень  $\Omega_2 = -\omega = -2\pi/P$  характеризует период свободной нутации  $P \cong 1$  сутки. Это период т. н. квазисуточной или резонансной нутации, детально рассмотренной в трудах А. Пуанкаре (1910), Г. Ламба (1947), М. С. Молодского (1961).

Согласно данным этих исследователей корень  $\Omega_1 = f\omega = 2\pi/434$  указывает на то, что ядро Земли в отношении мантии имеет начальное произвольное смещение (которое продолжает сохраняться и дальше), но относительно главных осей инерции  $A$  и  $C$  не смещается. Второй корень  $\Omega_2 = -\omega$ , наоборот, указывает на смещенность мантии как в отношении ядра, так и в отношении осей инерции. В этом случае ось инерции мантии свободно покачивается вокруг мгновенной оси вращения Земли с периодом 1 сутки, находясь в резонансе с суточными твердыми приливами Земли [11].

При пользовании формулами (1), (10) необходимо предварительно уточнить какое значение  $P$  или какой корень  $\Omega$  должен приниматься во внимание:  $P = 305$  суток (период Эйлера),  $P = 434$  суток (период Чандлера) или  $P \cong 1$  сутки (период Пуанкаре). Период Чандлера согласно формуле (11) приводит к результату  $m_1/m_3 = 374$  и указывает на сильную турбулентность геоблоков, а период Пуанкаре дает  $m_1/m_3 = 0,866 \cong 1$  и, как уже отмечалось, свидетельствует о высокой осевой симметрии процессов, обуславливающих колебания полюса. Данные Международной службы широты (ILS), Международной службы времени и Международной службы движения полюсов (IPMS) указывают на наличие отчетливо проявленной свободной прецессии оси вращения Земли с периодом 434 сутки, причем устанавливаются периодические колебания расстояния между полюсом инерции и полюсом вращения в пределах от  $0,05''$  до  $0,15''$  (при стандартном отклонении  $0,007''$  — по наблюдениям за 1461 день) и цикле колебания  $\tau = 13,3 \pm 1,4$  лет  $= 4,197 \cdot 10^8 \pm 0,44 \cdot 10^8$  сек. Среднеквадратичное значение амплитуды колебания полюса за время  $\tau = 13$  лет принимается равным  $\Delta\alpha = 0,14'' = 7,06 \cdot 10^{-7}$  рад  $= 4,5$  м, а скорость нутации  $\Delta\alpha/\Delta t = 7,06 \cdot 10^{-7}$  рад/ $4,197 \cdot 10^8$  сек  $= 1,68 \cdot 10^{-15}$  рад/сек  $= 5,31 \cdot 10^{-8}$  рад/год  $= 33,8$  см/год или примерно 1 м за 3 года. Этот результат ( $\Delta\alpha = 0,14''$ ) недавно был подтвержден по данным наблюдений в течение 61 дня за широтой 2931 звездной пары [15]. В недавней работе Н. С. Сидоренко [14] для последних 90 лет получено  $\Delta\alpha = 0,16'' = 8,07 \cdot 10^{-7}$  рад  $= 5,1$  м,  $\tau = 13 \pm 1$  лет,  $P = 1,19$

лет. Вариация вращения  $\Delta\omega/\omega$  была определена в работе автора (Асланян, 1977) на основе чандлеровской теории нутации из условия уменьшения радиуса инерции Земли для абсолютно твердой модели последней ( $P=305,5$  суток,  $f=1/305,5$ ). Поскольку гироскопический момент, соответствующий чандлеровскому колебанию полюса вращения  $\Delta\alpha$ , равняется

$$\Delta N_c = -Jf\omega^2\Delta\alpha, \quad (13)$$

а при изменении радиуса инерции  $S$  вращательный момент Земли меняется на величину

$$\Delta N_r = -J\omega^2 \cdot \frac{\Delta\omega}{\omega} = -J\omega^2 \frac{2\Delta S}{S}, \quad (14)$$

то, полагая  $\Delta N_c = \Delta N_r$ , получаем

$$\frac{2\Delta S}{S} = -\frac{\Delta\omega}{\omega} = f\Delta\alpha. \quad (15)$$

Изменение расстояния между полюсом инерции и полюсом вращения на угол  $\Delta\alpha$  (амплитуда колебания) происходит, как уже указывалось, за время  $\tau \approx 13$  лет (предельные оценки по астрономическим данным 11,83—13,28 лет).

Записывая пропорцию

$$\frac{\Delta\omega}{\omega\Delta t} = f \frac{\Delta\alpha}{\Delta t} \quad (16)$$

и подставляя  $f=1/305,51$ ,  $\Delta\alpha=7,06 \cdot 10^{-7}$  рад,  $\tau=13$  лет, получим

$$\Delta\omega/\omega\tau = \dot{\omega}/\omega = 17,78 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-1}.$$

Эта оценка вариации вращения Земли удовлетворительно согласуется с последними данными о вековом замедлении орбитального движения Луны ( $dn/dt = -42 \pm 6'' \text{ век}^{-2}$ ), с данными о наиболее продолжительных затмениях Солнца ( $dn/dt = -41,8 \pm 4,3'' \text{ век}^{-2}$ ), наблюдавшихся за 500 лет до нашей эры, а также с палеонтологическими данными, указывающими на увеличение продолжительности суток за последние 370 млн. лет на 23 сек за каждый 1 млн. лет [см. 1, 3, 4, 20, 22]. Кроме того, она согласуется с данными анализа котидальных карт, указывающих на величину момента приливных сил Луны  $7,29 \cdot 10^{23}$  эрг и Солнца  $0,98 \cdot 10^{23}$  эрг, дающих максимально возможное значение приливного торможения Земли  $(\dot{\omega}/\omega)_l = 44,5 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-1}$  против фактически наблюдаемого значения  $(\dot{\omega}/\omega)_f \approx 27,5 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-1}$  [18]. Эти данные практически не отличаются от данных Р. Ньютона для древнего мира (за 500 лет до нашей эры)  $\dot{n} = -41,6'' \pm 4,3'' \text{ век}^{-2}$ ,  $\dot{\omega}/\omega = -27,7 \pm 3,4 \text{ век}^{-1}$  и для нового времени (после 1000 г.)  $\dot{n} = -42,3'' \pm 6,1'' \text{ век}^{-2}$  и  $\dot{\omega}/\omega = -22,5 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-1}$  [20]. Максимально возможное значение уменьшения радиуса Земли, соответствующее значению  $\dot{\omega}/\omega = 17,78 \times 10^{-9} \text{ век}^{-1}$ , получается из пропорции (15) при условии, что

$$2\Delta S/S = 2\Delta R/R = \Delta\omega/\omega = f\Delta\alpha. \quad (17)$$

За один цикл продолжительностью 13 лет при  $f = 1/305,5$  получаем  $\Delta R_{\max} = \frac{1}{2} R f \Delta \alpha = 0,735$  или 5,67 см за 100 лет. Можно показать, что минимальное значение  $\Delta R$  будет 4,64 см за 100 лет, если начальное значение безразмерного момента инерции Земли принять  $k_i = 0,4$ , а современное значение  $k = 0,331$  [3, 4].

Как уже указывалось, максимальное значение углового расстояния между полюсом вращения и полюсом инерции в среднем составляет 0,3". Амплитуду колебания этого расстояния, связанную с чандлеровским фактором, можно принять равной половине этого угла, т. е.  $\Delta \alpha = 0,15'' = 7,75 \cdot 10^{-7}$  рад, отношение  $\Delta \alpha / \tau = 1,85 \cdot 10^{-18}$  рад/сек =  $= 5,83 \cdot 10^{-8}$  рад/год,  $\Delta \omega / \omega \Delta t = f \Delta \alpha / \tau = 19,11 \cdot 10^{-9}$  век<sup>-1</sup>.

Из пропорции

$$\frac{\Delta \omega}{\omega \Delta \tau} = \frac{2 \Delta S}{S \tau} = \frac{f \Delta \alpha}{\tau} \quad (18)$$

можно определить темп уменьшения радиуса инерции Земли  $S = R \sqrt{k}$  для указанных выше трех оценок  $\Delta \omega / \omega \tau$ :  $17,78 \cdot 10^{-9}$  век<sup>-1</sup>,  $19,11 \cdot 10^{-9}$  век<sup>-1</sup> и  $20 \cdot 10^{-9}$  век<sup>-1</sup>. Современное значение  $S = 6371 \sqrt{0,33089}$  км =  $6371$  км  $\times 0,575 = 3664$  км. При этих значениях  $S$  и  $k$  получаем соответственно  $\Delta S = 3,26$  см/век,  $\Delta S = 3,50$  см/век,  $\Delta S = 3,68$  см/век. В случае, если объем Земли остается постоянным, изменения  $S$  и связанные с ними изменения скорости вращения относятся всецело за счет внутреннего перераспределения масс, что для уменьшения  $S$  будет связано с увеличением центральной конденсации планеты (если вся масса звезды сосредотачивается в ее центре, то  $k_i = 2/15$ , для случая массовой однородности  $k_i = 2/5$ , для Солнца, Юпитера, Сатурна с большой точностью можно принять  $k = 0,245$ ). Очевидно, если имеется внутренний ускоряющий механизм, препятствующий приливному торможению, следует говорить в общем случае об одновременном уменьшении как  $R$ , так и  $k$ . Вклад центральной конденсации можно оценить по дроби  $(k_i - k) / \tau_0 = \Delta k / \tau$ , полагая  $k_i = 2/5$ ;  $k = 0,33089$  и  $\tau_0 = 4,6 \cdot 10^9$  лет (возраст Земли). При этих данных получаем  $\Delta k / \tau_0 = 1,5 \cdot 10^{-9}$  век<sup>-1</sup> и при  $R = const.$  из условия  $k \omega = const.$

получаем

$$\frac{\Delta k}{k \tau} = \frac{\Delta \omega}{\omega \tau} \quad (19)$$

и приходим к выводу, что при внутренней перестройке Земли из состояния однородного шара с  $k_i = 0,4$  к современному состоянию с  $k = 0,331$  (значительная концентрация масс в ядре) относительное увеличение скорости вращения по этой причине составит всего  $4,53 \cdot 10^{-9}$  век<sup>-1</sup> против наблюдаемого значения  $19,11 \cdot 10^{-9}$  век<sup>-1</sup>. Если согласиться с мнением о том, что современная слоистая мегаструктура Земли формировалась еще в догеологическое время (по оценке Ф. Берча и Г. Рингвуда,

металлическое ядро Земли образовалось на ранней стадии ее эволюции, вероятно в течение всего  $10^4 - 10^6$  лет), то фактору  $\Delta k$  придется отвести совершенно ничтожную роль ( $k \approx const.$ ) и тогда основную роль в ускорении вращения Земли по внутренним причинам должно играть уменьшение радиуса. При  $k \approx const.$  из условия  $k\omega R^2 = const.$  получаем

$$\frac{\Delta\omega}{\omega} = -\frac{2\Delta R}{R}; \quad \frac{\Delta\omega}{\omega\Delta t} = -\frac{2\Delta R}{R\Delta t} = \frac{f\Delta\alpha}{\Delta t} \quad (20)$$

Отсюда получаем при  $f = 1/305,51$ ,  $\Delta\alpha = 0,14''$  и  $\Delta\alpha = 0,15''$ ,  $\Delta\alpha/\Delta t = 5,31 \cdot 10^{-8}$  рад/год и  $\Delta\alpha/\Delta t = 5,23 \cdot 10^{-8}$  рад/года  $(\Delta R)_{max} = 6,37$  см/век  $\pm 6,94$  см/век. Если исключить из оценки  $\Delta\omega/\omega\Delta t = 19,11 \cdot 10^{-9}$  век $^{-1}$  вклад от внутренней перестройки планеты  $\Delta k/k\Delta t = 4,53 \cdot 10^{-9}$  век $^{-1}$ , т. е. принять

$$\frac{2\Delta R}{R\Delta t} = \frac{f\Delta\alpha}{\Delta t} - \frac{\Delta k}{k\Delta t}, \quad (21)$$

то получим  $\Delta R = 4,64$  см/век. Эта оценка близка к результатам, полученным в работах [7, 13].

Обращаясь к оценке скорости уменьшения радиуса реальной Земли, для которой  $P = 434$  сутки и  $f = f' = 1/434$ ,  $f'\Delta\alpha = 1,63 \cdot 10^{-9}$  рад, т. е. учитывая, что для последней  $P$  на 40% больше ( $f'$  на 40% меньше  $f$ ), чем для абсолютно твердой модели, следует результаты расчетов по формулам (8)–(14) уменьшить в части оценки  $\Delta R$  в 3/5 раза. В частности для случая гомологического сжатия ( $k = const.$ ,  $dk/dt = 0$ )

для цикла  $\tau = 13$  лет, получим  $\Delta R = \frac{1}{2} Rf\Delta\alpha = 5,18$  см или  $\Delta R = 3,99$  за 100 лет; для негомологического сжатия, учитывающего равномерное уменьшение  $k$  от начального значения 0,331 за время  $4,6 \cdot 10^9$  лет (соответственно при  $2\Delta\sqrt{k}/\sqrt{k} = 0,19894$  или  $2\Delta\sqrt{k}/\sqrt{k} = 4,4 \cdot 10^{-9}$  за 100 лет) согласно формуле

$$\frac{2\Delta R}{R} = f'\Delta\alpha - \frac{2(\Delta\sqrt{k})}{\sqrt{k}} \quad (22)$$

получим

$$\Delta R = \frac{1}{2} Rf'\Delta\alpha - \frac{1}{2} R \left( \frac{2(\Delta\sqrt{k})}{\sqrt{k}} \right) = 2,59 \text{ см за } 100 \text{ лет.}$$

Таким образом, для двух основных моделей реальной деформируемой Земли получаем  $\Delta R = 3,99$  см за 100 лет (металлическое ядро обособилось в этой модели в основном в катархее) и  $\Delta R = 2,59$  см за 100 лет (образование ядра и гравитационная дифференциация вещества вообще происходили в этой модели более или менее равномерно в течение всего геологического времени). Последние оценки мало отличаются от результатов, указываемых в работе [5].

В литературе неоднократно отмечалось, что контракция Земли является процессом хотя и перманентным, но прерывистым—процесс умень-

шения объема временами может прекращаться или даже уступать место эпизодическому процессу увеличения объема. Непрерывное сжатие с термодинамической точки зрения может иметь место при изотермичности процесса, т. е. при комплементарности процесса отвода тепла. При невозможности теплосъема происходит остановка процесса сжатия или в крайнем случае адиабатическое расширение планеты [3]. По оценке Макдональда, разумной мерой расширения можно считать временное увеличение радиуса порядка 10 км [10]. Магматическая активность (массоперенос) и конвективные течения, являющиеся высокоэффективным способом теплоотвода, отражают тенденцию Земли предотвращать недра от перегрева. Пульсационная теория тектонической эволюции Земли основана по существу на указанном механизме контракции, прерываемой кратковременными актами остановки или изредка расширения планеты. В эту схему полностью вписывается механизм конвекции, который с одной стороны использует для движения глубинных масс энергию гравитационного сжатия Земли, а с другой стороны обеспечивает эффективный отвод тепла из недр. По оценке С. Кларка [6], этот процесс приобретает решающую роль, если скорость уменьшения радиуса  $v_r > 10^{-9}$  см/сек (более 3 см за 100 лет). Согласно палеонтологическим данным, строматолиты формации *Biwabick-Gunflint*, имеющие возраст  $1,9 \pm 0,2 \cdot 10^9$  лет, развивались в условиях, когда Земля делала полный оборот вокруг Солнца не менее чем за 448 суток, синодический месяц имел длительность 32 сутки, а в сутках было 19 современных часов [см. 16]. Эти данные дают увеличение продолжительности суток на 1 сек за 100.000 лет ( $\Delta\omega/\Delta t = 11 \cdot 10^{-9}$  век $^{-1}$ ) против наблюдаемых в современную эпоху 2,3 сек за 100.000 лет. Для фанерозойского времени, согласно палеонтологическим данным, основанным на анализе годовых и месячных структур роста кораллов, морских двустворчатых, увеличение продолжительности суток составляет  $22 \pm 1$  сек за  $10^6$  лет [см. 21, 23].

Рассматривая проблему квазисуточной нутации Земли, в работе [1] автор показал ее связь с главным дипольным магнитным полем планеты. Оказалось, что соответствующий квазисуточной нутации гироскопический вращательный момент компенсируется противоположно направленным магнитным прецессионно-вращательным моментом и соответственно, если полная энергия нутации Земли равняется

$$E = \frac{1}{2} kMR^2\omega^2 \frac{\Omega}{\omega} \sin^2 \alpha = E_k \cdot \frac{\Omega}{\omega} \sin^2 \alpha, \quad (23)$$

а энергия магнитного поля

$$U = \frac{H^2}{8\pi} \cdot \frac{M}{\rho}, \quad (24)$$

то для квазисуточной нутации, когда  $\omega = -\Omega = 2\pi/T$  ( $T \approx 24$  ч) при  $E = -U$ ,  $\omega R = v$ , получаем напряженность магнитного поля Земли (в гауссах)

$$H = v \sin \alpha \sqrt{4\pi k\rho} = 0,315 \text{ гс.}$$

Можно также отметить, что  $E$  в (23), равная  $10^{24.71}$  эрг, равняется энергии землетрясения с предельно высокой магнитудой  $M = 8,61$  (согласно формуле Гутенберга-Рихтера  $\lg E = 11,8 + 1,5 M$ ).

В заключение следует отметить, что проблема турбулентности литосферных блоков имеет близкое сходство с проблемой конвективных течений в мантии Земли, особенно если иметь в виду конвекцию с сетью симметрично расположенных ячеек (например, поднятие в пределах шести и опускание также в пределах шести ячеек с латеральным сечением каждой ячейки максимум  $R \times R = 40000 \text{ км}^2$ ). Поэтому, полученное выше решение о большой вероятности развития турбулентных движений литосферных блоков является по существу также решением о большой вероятности развития в мантии конвективных течений, которые как и турбулентные движения в указанном выше представлении при надлежащем выборе модели литосферной мозаики могут быть истолкованы под углом зрения теории гравитационного сжатия Земли [3, 4].

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 11. X. 1983.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

## ԼԻԹՈՍՖԵՐԱՅԻՆ ՍԱԼԵՐԻ ՏՈՒՐՐՈՒԼԵՆՏՈՒԹՅԱՆ ՉԱՓԱՆԻՇԻ ՍԱՀՄԱՆՄԱՆ ՇՈՒՐՋ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Եթե լիթոսֆերան դիտարկենք իբրև հոսուն հիմքի վրա տեղադրված մի անսեղմելի թաղանթ և ընդունենք, որ այն ենթարկվում է ծոման ու բեկորատման երկրի գրավիտացիոն սեղմման հետևանքով և այդ ընթացքում տրոհվում է ո թվով նույնատիպ բեկորների (սալերի, գեոբլոկների), ապա տուրբուլենտության պարզունակ ոճականացված մոդել կարելի է համարել այդ սալերի բազմության մի կեսի ( $n/2$ ) բարձրացումը (մեկընդմեջ դասավորությամբ) և բազմության մյուս կեսի ( $n/2$ ) իջեցումը: Այսպիսի պատկերը նման է ո բջիջներից բաղկացած Երկրի պատյանում կոնվեկցիայի պարզեցված սխեմային: Այնուհետև, եթե լիթոսֆերայի դիտարկվող կոնտրակցիոն մեխանիզմը հանդիսանում է բևեռների շանդլերյան տատանումների պատճառ (լարումների աճի և ուլաբոսացիայի հերթափոխություն  $\tau \approx 13$  տարվա մարման ժամանակամիջոցով ինչպես և Երկրի պտույտի արագության ոչմակընթացային բաղադրամասի պատճառ ( $m_3$ ), ապա տուրբուլենտության  $m_1/m_3 = \sqrt{3} P/2 \approx P$  չափանիշի քանակական գնահատման համար անհրաժեշտ պարամետրերը կարող են որոշվել բևեռի շեղման միջին քառակուսային արժեքի՝  $m_1 \approx \Delta a = 7,06 \times 10^{-7}$  ուղ և  $m_3 = f \Delta a \approx 2,31 \cdot 10^{-9}$  13 տարում արժեքների հիման վրա ( $f$ -ը Երկրի դինամիկ սեղմումն է, որը հավասար է  $1/305,51$  և Երկրի առանցքի ազատ նուսացիայի պարբերության մեջ օրերի թվի արժեքի՝  $P = 2\pi/\Omega$  հիման վրա, որը ստացվում է  $(\Omega - f\omega)(\Omega + \omega) = 0$  քառակուսի հավասարումից:

Վ. Մունկի և Ռ. Ռենելի (1952) կողմից առաջարկված շափանիչի համաձայն  $P$ -ի մեծ արժեքները բնութագրում են գեոբլոկների շարժման տուրբուլենտությունը (քառասյնությունը), իսկ համեմատաբար փոքր արժեքներն, ընդհակառակը, վկայում են զգալի տուրբուլենտության բացակայության մասին: Այս հավասարման փոքր արժատի համար  $P = P_1 = -2\pi/\Omega_1 = -2\pi/\omega$  ( $\omega = 2\pi/T$  — Երկրի օրապտույտի անկյունային արագությունն է,  $T$ -ն օրվա տևողությունը),  $P_1 = T \approx 24$  ժամ (քվադրորական կամ ռեզոնանսային նուտացիա) և  $m_1/m_3 \approx 1$  ( $P_1 = 1$  օր պարբերության հետ կապված պտտական մոմենտն այստեղ չեզոքացված է հակառակ ուղղված երկրամագնիսական պրեցեսիոն մոմենտով): Հավասարման երկրորդ՝ մեծ արժատի համար  $P = P_2 = 2\pi/\Omega_2$ ,  $\Omega_2 = f\omega$ ,  $P = P_2 = 2\pi/f\omega = 305,5$  օր) էլլերյան նուտացիայի պարբերությունը Երկրի բացարձակ կարծր մոդելի համար: Իրական Երկրի համար  $P = 434$  օր (չանդլերյան նուտացիայի պարբերությունը), իսկ  $m_1/m_3 \approx 434$ , հետևաբար լիթոսֆերային բլոկներն այս դեպքում գտնվում են տուրբուլենտության վիճակում: Այս նույն տեսանկյունից կարող են քննարկվել Երկրի պատյանում շարժվող այն կոնվեկտիվ հոսանքները, որոնք սնվում են Երկրի գրավիտացիոն սեղմման ջերմային էներգիայով (ֆազային անցումներ և այլն):

Ըստ  $2 \Delta R/R = m_1/P$  առնչության, երբ  $P = 434$ ,  $R = 6371$  կմ,  $m_1 = 7,06 \cdot 10^{-7}$  ուղղ,  $\tau = 13$  տարի, Երկրի շառավիղը ժամանակակից էպոխայում կրճատվում է  $\Delta R = 4$  սմ 100 տարվա ընթացքում:  $\Delta R$ -ի այս արժեքին ֆաներոդոյի ընթացքում (570 մլն տարի) համապատասխանում է լիթոսֆերայի մեծ շրջանների կրճատում 1500 կմ չափով (ծոումների, ճմլումների, սուբդուկցիայի և այլն հետևանքով):

A. T. ASLANIAN

## ON DETERMINING THE CRITERION OF LITHOSPHERE PLATES TURBULENCE

### Abstract

A view of lithosphere as a fluent-bed-supported incompressible shell being warped and destructed by the Earth's gravitational compression into  $n$  identical blocks (plates, geoblocks) gives the simplest stylized model of turbulence with half the set ( $n/2$ ) of plates being uplifted and the other half ( $n/2$ ) submerged alternately. This presentation is similar to a simplified convection scheme within the mantle consisting of  $n$  cells.

Further, if the contraction mechanism of lithosphere warping under consideration is at the bottom of the Chandler's pole wobbling (alternate increasing and relaxation of stresses with a characteristic damping period  $\tau = 13$  years) and the variation of the non-tidal component of the Earth's rotational velocity  $m_3$ , then the parameters needed for the quantitative evaluation of turbulence criterion  $m_1/m_3 = \sqrt{3} P/2 \approx P$  will be determined on the basis of the known value of the pole displacement

mean square root quantity  $m_1 \approx \Delta\alpha = 7,06 \cdot 10^{-7} \text{ rad}$ ,  $m_2 = f\Delta\alpha = 2,3 \times 10^{-9}$  during 13 years ( $f$  is dynamic compression of the Earth being equal to 1/305,51) and the value of number of days in the period of free nutation  $P = 2\pi/\Omega$  as determined from the quadratic equation  $(\Omega - f\omega) \cdot (\Omega + \omega) = 0$ .

According to the criterion introduced by W. Munk and R. Revelle (1952), relatively great values of  $P$  characterize the turbulence (chaotic state) of geoblocks movements while relative small ones on the contrary indicate the absence of any appreciable turbulence.

For the minor root  $P = P_1 = -2\pi/\Omega_1 = 2\pi/\omega$  ( $\omega = 2\pi/T$  is the angular velocity of the Earth's daily motion;  $T$  is duration of a day),  $P_1 = T \approx 24 \text{ h}$  (quasi-daily or resonance nutation) and  $m_1/m_2 \approx 1$  (rotatory-gyroscopic momentum related to the period of  $P = 1$  day is compensated by the contrary-directed magnetic precessional momentum of the Earth); for the second major root  $P = P_2 = 2\pi/\Omega_2$ ,  $\Omega_2 = f\omega$ ,  $P = P_2 = 2\pi/f\omega = 205.5$  days (the period of Euler's nutation for a absolutely solid Earth); for the real Earth  $P = 434$  days (the period of Chandler's nutation),  $m_1/m_2 \approx 434$  and thus, lithosphere blocks in this case are in the state of turbulence.

A similar aspect may be used for considering the convective flows in the mantle maintained mainly by thermal energy of gravitational compression (phase transitions e. t. c.) of the Earth. According to  $2\Delta R/R = \Delta z/P$  when  $P = 434$ ,  $R = 6371 \text{ km}$ ,  $\Delta\alpha = 7,06 \cdot 10^{-7} \text{ rad}$ ,  $\tau = 13$  years, the Earth's radius reduction for the contemporaneous epoch makes 4 cm in 100 years. The  $\Delta R$  value indicates the reduction of large lithosphere circles for Phanerozoic era by 1500 km (resulting from bendings, subduction, crumpling e. t. c.).

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Квазисуточная нутация и магнитное поле Земли. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 31, № 4, 1978.
2. Асланян А. Т. Архейские водоросли, лунные приливы и гравитационная постоянная. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 32, № 6, 1979.
3. Асланян А. Т. Конвекция и контракция. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 35, № 6, 1982.
4. Асланян А. Т. Большие изменения внутреннего объема и полярного сжатия Земли и их тектонические последствия. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 36, № 3, 1983.
5. Васильковский Н. П., Каттерфельд Г. Н., Лапо М. С. Гравитационное сжатие Земли и тектогенез. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 35, № 2, 1982.
6. Кларк С. П. Теплопроводность в мантии. В сб. «Земная кора и верхняя мантия». Мир, М., 1972.
7. Кузнецов М. В. Расчет векового замедления вращения Земли по современным котидальным картам. Физика Земли, № 12, 1972.
8. Куликов К. А. Изменяемость широт и долгот. М., 1962.
9. Ламб Г. Гидродинамика. М., 1947.
10. Мунк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., 1964 (1960).
11. Мельхиор П. Физика и динамика планет. Том II, Мир, М., 1976.
12. Молоденский М. С. Теория нутации и суточных земных приливов. Сб. «Земные приливы и нутации». Изд. АН СССР, М., 1961.
13. Парийский Н. Н. Неравномерность вращения Земли. Тр. ИФЗ АН СССР, № 26 (153), 1955.

14. *Сидоренко Н. С.* Неравномерность вращения Земли и движение полюсов. Природа, № 4, 1982.
15. *Grabar M. A.* Analysis of star pair latitudes. Journ. Geophys. Res., vol. 24, № 1310, 1979.
16. *Jeffreys H.* Nutation, Mon. Not. Roy. Astr. Sec., 119. 2, 1959.
17. *Lamar D. L., Merifield P. M.* Influence of solar tidal torque on length of day and synodic month. Journ. Geophys. Res., vol. 72, № 14, 1967.
18. *Morrison L. V.* Rotation of the Earth from AD 1663–1972 and the constancy of G. Nature, vol. 241, Febr. 23, 1973.
19. *Munk W., Revelle R.* On the geophysical interpretation of irregularities in the rotation of the Earth. Mon Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. suppl., 6, 1952.
20. *Neuton R. R.* Ancient astronomical observations and accelerations of the Earth and Moon. John Hopkins Press, London, 1970.
21. *Plper J. D.* Geological and geophysical evidence relating to continental growth on dynamics and the hydrosphere in precambrian times: a review and analysis. Tidal friction and the Earth's rotation, Springer—Verlag, Berlin, 1978.
22. *Poincaré H.* Sur la precession des corps deformables. Bull. Astron., 27, 1910.
23. *Scrutton C. T.* Periodic growth features in fossil organisms and the length of the day and month. Tidal friction and the Earth's rotation, Springer-Verlag, Berlin, 1978.

ДК: 552.3 : 550.93 + 621.039.86

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН

## О ВОЗРАСТЕ БЖНИЙСКОГО МАССИВА МИГМАТИТ-ГРАНИТОВ (По данным *Rb-Sr* изохронной радиометрии, с учетом геологических представлений)

На основании анализа и обобщения большого фактического материала полевых и изотопно-геохронологических исследований рубидий-стронциевым изохронным методом впервые на Малом Кавказе установлен возраст Бжнийского массива мигматит-гранитов— $610 \pm 36$  млн. лет. Полученный результат многолетних исследований имеет надежное реперное значение для дальнейшего геохронологического исследования нижней группы формаций Цахкуняцкого фундамента. Региональный прогрессивный метаморфизм этой группы, с которым, по-видимому, связана мигматизация кристаллических парасланцев, имеет позднерифейский возраст, отвечающий венду.

Полученный по второй изохроне возраст в  $275 \pm 51$  млн. лет рассматривается как предварительная оценка времени проявления зеленосланцевого регионального метаморфизма верхней группы и диафтореза нижней группы формаций Цахкуняцкого кристаллического фундамента.

Одним из наиболее важных и слабо разработанных аспектов стратиграфии и истории геологического развития раннепалеозой-допалеозойских формаций продолжает оставаться проблема возраста древних кристаллических и метаморфических комплексов, выступающих в ядрах мезозойских антиклинальных структур различных структурно-фациальных зон Малого Кавказа.

За последние годы накоплен значительный фактический материал исследований, посвященных геологическому строению, структурному положению, литолого-петрографической характеристике выходов кристаллического фундамента малокавказского мегантиклинория. И тем не менее продолжающиеся уже в течение ряда десятилетий порой оживленные дискуссии не привели к однозначным результатам в вопросе о времени их формирования. Главным и непреодолимым препятствием на пути решения этой проблемы геологическими методами является отсутствие ископаемых органических остатков в древних метаморфических и кристаллических сланцах и прослаивающих их карбонатных отложениях.

Единственно возможным, хотя и косвенным, путем подхода к попытке решения данного вопроса, к которому прибегали исследователи, оставался лишь метод параллелизации и сопоставления выходов пород кристаллического фундамента данного региона с более или менее близкими по геолого-структурному положению, степени метаморфизма и литолого-петрографическому составу породами Дзирульского кристаллического массива. В пределах Закавказья только здесь, в толще филлитов, была обнаружена Г. П. Барсановым [10] и И. Г. Кузнецовым [16]

ископаемая фауна, которая А. Г. Вологдиным [12] определена как *Archaeocyathus* и *Cosciniatus caucasicus* Vol. Таким образом был установлен нижнекембрийский возраст толщи филлитов Дзирульской массива. При этом время формирования кристаллических сланцев того же массива оставалось невыясненным в силу отсутствия прямых стратиграфических взаимоотношений между ними и филлитами. Последующие же работы геологов Грузии [14 и др.] склонили большинство исследователей к убеждению о подстилающем положении кристаллических сланцев по отношению к толще филлитов.

Среди ряда выходов древних метаморфических пород Закавказья основное внимание по Армении уделяется изучению наиболее крупного (более 900 кв. м.) Арзакан-Анкаван-Апаранского выступа кристаллического фундамента Цахкуняцкого горст-антиклинория. В плане он представлен двумя массивами общей площадью примерно в 600 кв. м., отделенными друг от друга маломощной толщей плиоцен-плейстоценовых вулканогенных образований: Арзаканским на ЮВ и Анкаван-Апаранским на СЗ. История геологической изученности Цахкуняцкого кристаллического массива охарактеризована в ряде работ; ограничимся весьма краткими данными. Первые схематические описания геолого-петрографического характера приведены в работах Г. Абиха [1], Н. Г. Казнаксовой (1930), Б. А. Кантора (1930), П. П. Гамбаряна [13]. Данные последующего изучения геологии, петрографии и полезных ископаемых отмеченных массивов приведены в отчетах К. Н. Паффенгольца (1938), В. Н. Котляра (1940), Г. П. Багдасаряна (1940, 1941).

Описания обобщающего характера, посвященные Цахкуняцкому и др. выходам древнего кристаллического массива Армении, даны в работах К. Н. Паффенгольца [18, 19], Р. А. Аракеляна [4], А. Т. Асланяна [5, 6]. Однако систематические детальные геолого-петрографические и минералого-геохимические исследования Цахкуняцкого кристаллического фундамента, сопровождавшиеся крупномасштабным лито-фациальным картированием, проводились В. А. Агамаляном<sup>1</sup>. Анализ и обобщение собранного им богатого фактического материала по новому осветили вопросы строения этого фундамента, состава слагающих его формаций и пород, на условия их образования и генезиса фаций метаморфизма, позволили близко подойти к выяснению условий накопления исходных отложений метаморфических и кристаллических сланцев [2, 3]). Им же выделена свита юрских осадочно-вулканогенных отложений (апаранская свита)<sup>2</sup>, трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании перекрывающих древнюю сланцевую толщу, условно отнесенную В. Н. Котляром к «древнему палеозою-допалеозою». И тем не менее возраст пород Цахкуняцкого кристаллического фундамента остался далеко нерешенным.

---

<sup>1</sup> Первая сводная работа указанного автора «Геология и петрология сланцевого комплекса Арзаканского массива» относится к 1969 г.

<sup>2</sup> Выполненное в лаборатории К-Аг датирование образцов этой свиты указывает на ниже-среднеюрское время ее формирования.

Общим для указанных исследователей являлся метод сопоставления пород Арзаканского и Анкаван-Апаранского кристаллических массивов с таковыми, главным образом Дзирульского, а также отдельных других массивов. Так, Н. Г. Казнакова (1930), К. Н. Паффенгольц [18, 19], В. Н. Котляр [15] приписывали им возраст кембрий-докембрий; Р. А. Аракелян [4] относил к протерозою-ордовику; А. Т. Асланян, на фоне широких региональных сопоставлений, высказал убеждение об эопалеозойском возрасте древних сланцевых толщ Армении [5].

Надежное установление возраста формаций, слагающих Цахкуняцкий кристаллический фундамент, может быть достигнуто лишь современными радиологическими методами и особенно успешно применяемым для древних сланцевых толщ рубидий-стронциевым изохронным методом.

Представляется необходимым привести в общих чертах схему стратиграфии<sup>1</sup> Цахкуняцкого разреза кристаллического фундамента и положение рассматриваемого массива мигматит-гранитов [3]. Выделяются два крупных литостратиграфических подразделения (группы), резко различающихся друг от друга продуктами осадконакопления, магматизмом, метаморфизмом и планом дислокации. Каждая из них сложена тремя формациями пород [3].

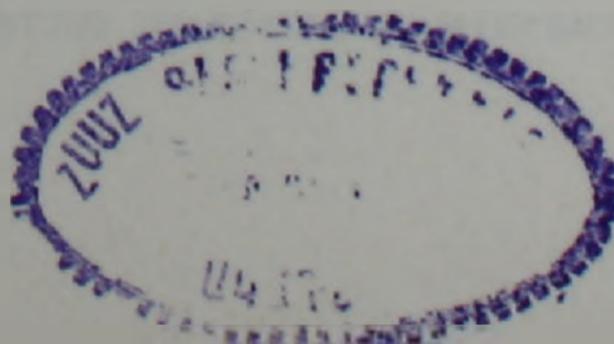
I. Нижняя группа—полиметаморфическая, гнейсово-парасланцевая, мощностью около 1200 м, сложена формациями (снизу-вверх): 1) пятнистых сланцев (520 м); 2) кварцитовых сланцев (490 м); 3) графитоносных кристаллических сланцев (150 м).

II. Верхняя группа—зеленосланцевая, мощностью примерно 1900 м, отличающаяся от первой низкой фацией метаморфизма и трансгрессивным залеганием, сложена (снизу-вверх) формациями: 1) филлитов (400 м); 2) порфиритоидов (600 м) и порфириоидов (300 м); 3) карбонатных пород (550 м). При этом исходные породы верхней группы отлагались на размытой поверхности сланцев нижней группы, уже метаморфизованной в амфиболитовой ступени, претерпели динамотермальный метаморфизм в фации зеленых сланцев, отразившись на породы нижней группы в виде регионального диафтореза [2, 3].

Бжнийский массив мигматит-гранитов (гнейсо-гранитов по В. А. Агамаляну) пространственно приурочен в основном к формации кварцево-двусланцевых кристаллических сланцев, слагающей подошву вскрытого разреза Цахкуняцкого горст-антиклинория, занимая таким образом стратиграфически наиболее нижнюю часть формаций нижней группы.

Касаясь наименования пород рассматриваемого массива, В. А. Агамалян, следуя Винклеру [11], предпочитает применять описательную терминологию, избегая генетической. Так, «гнейсо-гранит» рассматривается как «гнейс гранитного состава вне зависимости от способа образования, который может быть либо мигматитом венитового или артеритового происхождения, либо магматическим гранитом, подвергшимся огнейсова-

<sup>1</sup> Читателя, интересующегося более обстоятельной характеристикой этой схемы, мы отсылаем к работам В. А. Агамаляна.



нию и (или) частичной мобилизации при метаморфизме». Г. П. Багдасарян рассматривает эти породы в качестве типичных мигматитов, подвергшихся частичному огнейсованию.

Петрографическая характеристика пород Бжнийского массива более обстоятельно описана В. А. Агамаляном [3].

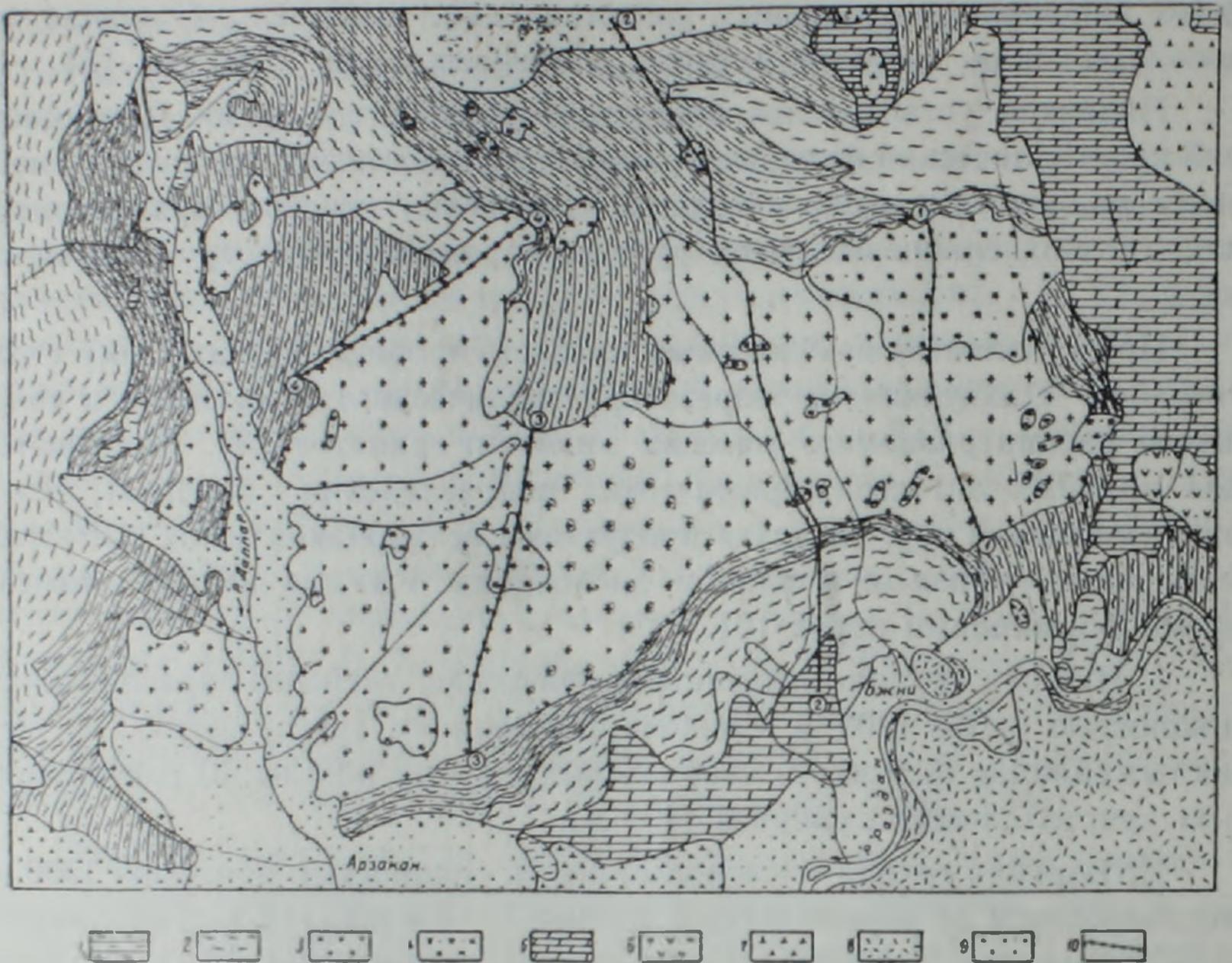


Рис. 1. Геологическая карта южной части Арзаканского кристаллического массива (составил В. А. Агамалян, 1969). I. Докембрий 1—4 (снизу вверх): 1. Нижняя группа формаций (полиметаморфическая, гнейсово-парасланцевая). а) пятнистых сланцев (520 м); б) кварцитов сланцев (490 м); в) графитоносных сланцев (150 м). Средний рифей по В. А. Агамаляну. 2. Верхняя группа формаций (зеленосланцевая). а) филлитов (400 м); б) метавулканитов: порфиристондов (600 м) и порфирондов (300 м); в) карбонатных отложений: мраморы, с прослоями зеленых сланцев (550 м); г) зеленокаменных габбро. Верхний рифей по В. А. Агамаляну. 3. Формация гранито-гнейсов и мигматитов (мигматит гранитов по Г. П. Багдасаряну и Р. Х. Гукасяну с  $Rb-Sr$  возрастом, отвечающим венду). 4. Формация альбититов и альбитовых плагиогранитов (с  $Rb-Sr$  возрастом по Г. П. Багдасаряну и Р. Х. Гукасяну, близко отвечающим венду). II. Мезокайнозой. 5. Известняки; коньяк-сантон. 6. Вулканогенный флиш основного состава с потоками и субвулканогенными телами андезитов; средний эоцен. 7. Липариты, пемзы, трахиандезиты, андезиты, средний плиоцен. 8. Базальтовые потоки; четвертичные. 9. Аллювиальные, делювиальные и рыхлые отложения; четвертичные. 10. Линии отбора проб (профили) из массива мигматит-гранитов, альбитов и альбитовых плагиогранитов.

Формация мигматит-гранитов, обнажающаяся на площади примерно 10 кв. км, формировалась, по данным Г. П. Багдасаряна, путем тонкой инъекции гранит-аплитового мобилизата по сланцеватости преимущественно в двуслюдяные кварцитовые сланцы, образуя типичные мигматиты гранитового состава. В краевых частях массив мигмати-

тов местами прорван небольшими лейкократовыми дайкоподобными, штоковидными и бесформенными телами плагиоаплитового состава.

### Методика исследований и возраст массива

Для сбора представительного каменного материала, соответствующего требованиям рубидий-стронциевых геохронометрических исследований, (Г. П. Багдасаряном, Р. Х. Гукасяном и В. А. Агамаляном) проведено четыре пересечения массива вкрест простирания преобладающих структурных элементов с одновременным охватом вмещающих метаморфических сланцев (см. рис. 1). Пробы для анализов весом от 5 до 15 кг были отобраны преимущественно в виде крупных кусков из невыветрелых участков, по мере смены пород, слагающих разрезы.

Содержания  $Rb$  и  $Sr$  определялись из разных навесок методом изотопного разбавления с использованием, в качестве индикаторов, растворов чистых солей  $Rb$  и  $Sr$ , обогащенных соответственно изотопами  $^{87}Rb$  (95%) и  $^{84}Sr$  (49%). Разделение  $Sr$  осуществлялось на ионнообменной колонке, заполненной катионитом *Dawex*—50. Содержание  $Sr$  и  $Rb$  в холостых опытах составляло, соответственно, 0,3—0,4 и 0,09 мкг.

Изотопные измерения производились на масс-спектрометре МИ-1309 в однолучевом режиме. Процесс измерения заключался в последовательном ступенчатом развертывании масс-спектров каждого элемента с многократной (не менее 36 раз) регистрацией величины пиков. После вычисления средних значений изотопных отношений стронция по записи масс-спектра вводилась поправка на взаимное перекрывание пиков, возникающего в результате фона рассеянных ионов. Измеренные изотопные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  нормализовались к величине  $^{86}Sr/^{88}Sr = 0,1194$ .

Коэффициенты вариации, характеризующие внутрилабораторную ошибку воспроизводимости определения отдельных геохронометрических параметров, вычислялись на основании разброса результатов параллельных анализов с привлечением данных аналитического архива. Они составляли:  $^{87}Rb$ —1,90%,  $^{86}Sr$ —1,50%,  $^{87}Rb/^{86}Sr$ —1,85% и  $^{87}Sr/^{86}Sr$ —0,13%<sup>1</sup>.

При вычислении возраста использовалась константа распада рубидия-87, рекомендованная Международной комиссией по геохронологии:  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11}$  год<sup>-1</sup>.

Вычисление параметров уравнений регрессии производилось, за одним исключением, простым методом наименьших квадратов. Применение этого способа можно считать обоснованным, поскольку интервалы изменения отношений  $^{87}Rb/^{86}Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  анализированных образцов оказались небольшими и их дисперсии могут рассматриваться как постоянные величины. Ошибки возраста и первичного отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  установлены для 95%-ной доверительной вероятности.

<sup>1</sup> Коэффициент вариации определения изотопного отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  вычислен по результатам параллельных анализов 23 образцов, приведенных в настоящей статье (см. таблицы).

Возрастание со временем отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах или минералах в результате накопления в них радиогенного  $^{87}\text{Sr}$ —продукта распада  $^{87}\text{Rb}$  описывается соотношением:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(e^{\lambda t} - 1),$$

где  $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t$  и  $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0$  — атомные отношения этих изотопов в породе или в минерале в настоящее время и в момент их образования (т. н. первичное отношение),  $^{87}\text{Rb}$ —количество атомов рубидия—87,  $^{86}\text{Sr}$ —количество атомов стронция—86 (постоянная величина),  $\lambda$ —константа распада  $^{87}\text{Rb}$ ,  $t$ —время, прошедшее после образования породы или минерала. Приведенное уравнение представляет собой прямую линию типа  $Y = a + bx$  в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (абсцисса)— $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (ордината). Из этого вытекает, что при нанесении экспериментальных изотопных данных серии когенетичных образцов (т. е. с одинаковым геологическим возрастом и первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) с различными отношениями  $\text{Rb}/\text{Sr}$  на график, все точки должны ложиться на прямой линии, если образцы оставались химически замкнутыми по отношению к  $\text{Rb}$  и  $\text{Sr}$  со времени формирования породы. Очевидно, что для проведения прямой линии аналитически наилучшим образом, а главное—для надежной оценки замкнутости геохимических систем в масштабе взятых для анализа образцов необходимо большое количество экспериментальных точек, характеризующих, по возможности, большую площадь. В рассмотренной выше идеальной ситуации отклонения точек от прямой линии полностью обусловлены только экспериментальными погрешностями. Полученную в этом случае прямую линию называют изохронной [23]. По наклону изохроны  $\text{tg} \alpha = e^{\lambda t} - 1$  можно вычислить возраст, а по точке ее пересечения с осью ординат—определить первичное отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ . При  $\text{Rb}-\text{Sr}$  изохронном датировании валовых проб полиметаморфических серий часто наблюдается избыточный разброс точек относительно прямой линии, вызванный геохимическими причинами. Наличие геохимической дисперсии, помимо экспериментальной, приводит к возникновению регрессионных зависимостей, называемых эрохронами [22]. Интерпретация вычисленных по эрохронам значений возраста неопределенна. Однако разработанные Г. А. Макинтайром с соавторами для эрохрон модельные представления позволяют во многих случаях сделать определенные предположения относительно геологической истории изучаемого объекта.

В табл. 1 приведены рубидий-стронциевые изотопно-аналитические данные 31 характерного образца мигматит-гранитов Бжнийского массива, а на рис. 2 изотопные отношения представлены графически на эволюционной (изохронной) диаграмме. Кажущиеся значения возраста подавляющего большинства образцов, вычисленные в предположении, что первичное отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,706$ , превышают 600 млн. лет.

Исключение составляют образцы №№ 6333, 6508, 6479 и 6342 (последние два в той или иной степени серицитизированы), кажущиеся значения возраста которых находятся в пределах 300—500 млн. лет. Если исключить (временно) эти образцы из рассмотрения, то для остальных 27, как это видно из приведенной на рис. 2 диаграммы, наблюдается четкая корреляционная зависимость между  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Статистическая

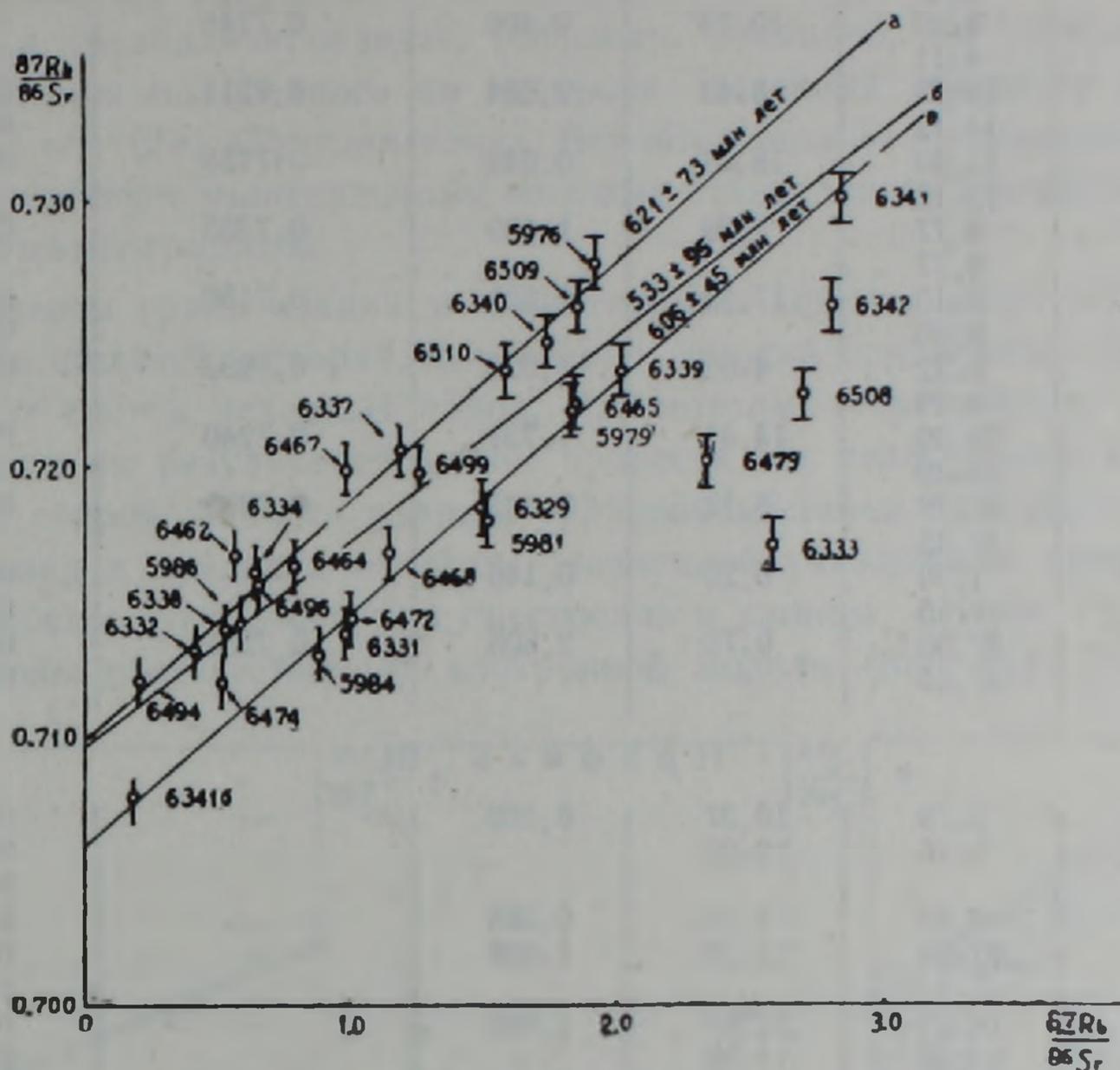


Рис. 2. Эволюционная диаграмма стронция валовых проб мигматит-гранитов Бжнийского массива. «а» и «б» — изохроны, «в» — эрохрона.

Таблица 1

Rb-Sr изотопно-аналитические данные валовых проб мигматит-гранитов Бжнийского массива

№ образца	$^{87}\text{Rb}$ мкг/г	$^{86}\text{Sr}$ мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атомные отношения	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атом. отнош.	
				вычисленные из опытов изотоп. разб.	прямые изм. изотопного состава
1	2	3	4	5	6
Профиль I					
6494	1,57	8,15	0,199	—	0,7126
	1,59	8,12		—	0,7116
6496	1,46	2,30	0,653	—	0,7155
	1,51	2,19		—	0,7160
6499	20,68	16,34	1,265	—	0,7199
	21,07	16,30		—	
6508	28,19	10,33	2,699	—	0,7210
	28,24			—	0,7243
6509	20,25	10,74	1,868	—	0,7250
	20,52	10,84		—	0,7270
6510	21,87	13,58	1,577	—	0,7233
	21,39	13,54		—	0,7239

1	2	3	4	5	6
П р о ф и л ь II					
6329	12,11	8,03	1,488	0,7173	0,7185
	12,06				
6331	8,35	8,43	0,991	0,7139	0,7138
	8,59				
	8,40				
6332	4,20	10,13	0,406	0,7145	0,7134
	4,11				0,7131
6333	14,28	5,43	2,584	0,7211	0,7174
	14,12			—	0,7168
6334	11,99	18,64	0,640	0,7158	0,7162
	12,15				
6337	8,77	7,29	1,189	0,7235	0,7206
	8,77				
6338	9,13	17,25	0,521	0,7150	0,7136
	9,06				0,7143
6339	9,22	4,52	2,025	0,7232	0,7236
	9,29				
6340	25,09	14,41	1,731	0,7240	0,7247
	25,39				
6341	17,78	6,12	2,845	0,7291	0,7300
	17,45				
63416	1,20	6,29	0,186	—	0,7077
	1,16				0,7080
6342	27,96	9,78	2,806	0,7255	0,7253
	27,56				0,7255
П р о ф и л ь III					
6462	5,79	10,31	0,560	—	0,7165
	5,76	10,07			0,7172
					0,7166
6464	4,59	5,78	0,786	—	0,7164
6465	21,08	11,33	1,838	—	0,7228
					0,7221
6468	14,25	12,69	1,145	—	0,7174
	14,35	11,99			0,7161
6467	14,73	14,66	0,981	—	0,7200
	14,39	14,66			0,7198
					0,7199
6472	19,49	19,26	1,001	—	0,7144
6474	7,54	14,78	0,508	—	0,7110
	7,57	14,59		—	0,7131
6479	28,20	12,15	2,335	—	0,7209
	28,87	12,01			0,7196
П р о ф и л ь IV					
5976	30,72	15,12	1,924	0,7263	0,7276
	30,48				
5979	26,39	14,25	1,834	0,7209	0,7226
	26,48				0,7216
5981	2,93	1,90	1,511	0,7184	0,7180
	2,88				
5984	14,19	16,02	0,884	0,7115	0,7118
	14,11	15,62			0,7145
5986	10,62	18,30	0,571	0,7155	0,7143
	10,52				0,7142

обработка изотопных данных этих образцов полиномиальным методом наименьших квадратов, учитывающим существование ошибок по обеим координатным осям, приводит к уравнению регрессии  $Y = 0,7096 + 0,00756x$  со средним квадратом взвешенных отклонений точек от прямой линии (СКВО=3,87), статистически превышающим 1. Это озна-

чает, что полученная регрессионная зависимость представляет собой эрохрону, соответствующую, как показывают результаты последующего регрессионного анализа, статистической модели III Макинтайра и др. [22]. Эта модель предполагает, что выявленная геохимическая дисперсия является результатом неоднородности первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в проанализированных образцах. Очевидно, что геологическая интерпретация полученного по эрохроне значения возраста в  $533 \pm \pm 95$  млн. лет. ( $2\sigma$ ) затруднительна. Вероятно, можно предположить, что оно соответствует минимальному возрасту становления Бжнийского массива мигматит-гранитов.

Процессы гранитизации и мигматизации предполагают обширную миграцию щелочей, которая, несомненно, должна привести к перестройке  $\text{Rb}-\text{Sr}$  систем исходных пород. Рассмотрим теоретически, к каким окончательным результатам может привести эта перестройка, если она не будет сопровождаться полным уравниванием изотопного состава стронция в пределах области, охваченной указанными процессами. Предположим, хотя это и не существенно в данном случае, что исходные породы соответствовали изохронной модели (рис. 3а). После за-

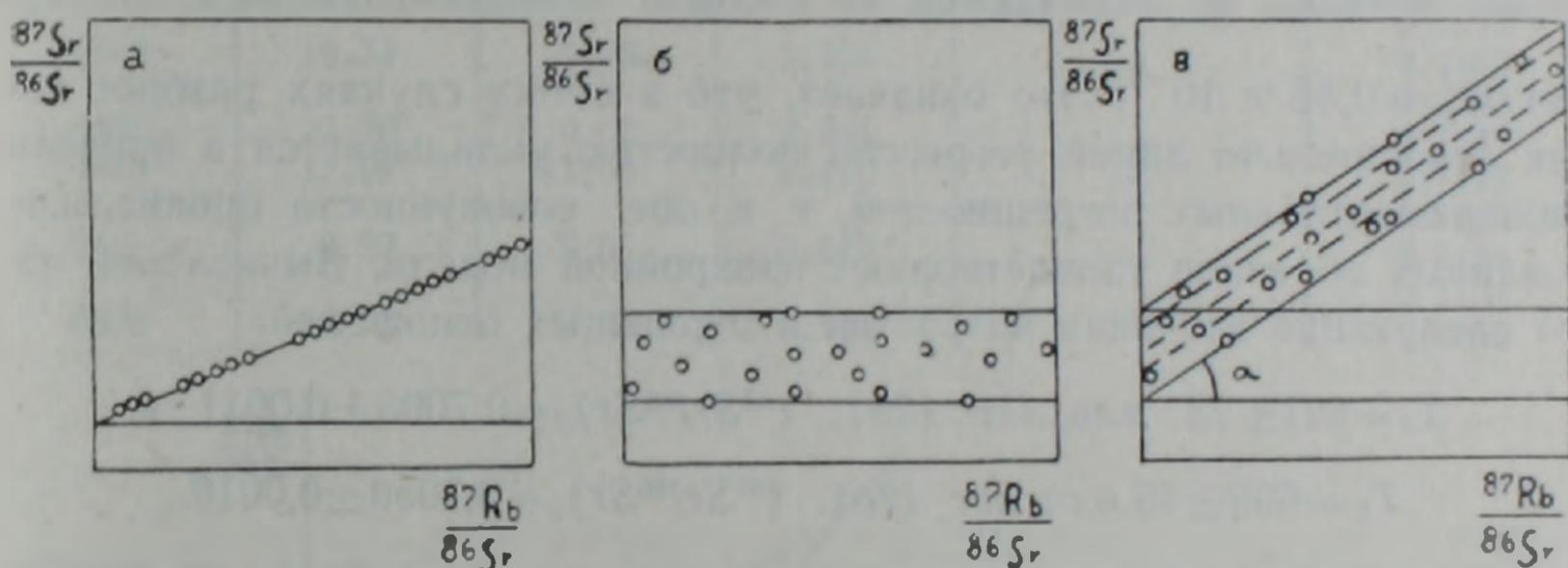


Рис. 3. Эволюция стронция в гранитизированных и мигматизированных породах (один из теоретически возможных вариантов): а) породы исходного субстрата до преобразования; б) гранитизация и мигматизация, перестройка  $\text{Rb}-\text{Sr}$  систем исходных пород при частичной гомогенизации изотопного состава стронция; в) гранит-мигматиты в настоящее время.

вершения процессов преобразования, в результате частичной изотопной гомогенизации стронция, отдельные локальные объемы новообразованных пород (гранитов, мигматитов) будут характеризоваться различными «первичными» отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и аналитические точки их валовых проб на графике в системе координат  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  разместятся в полосе, заключенной между двумя горизонтальными линиями<sup>1</sup> (рис. 3б). Если по прошествии времени  $t$  каждый отдельный образец породы в целом останется химически замкнутой системой, то расположение аналитических точек в полосе не изменится, а сама полоса

<sup>1</sup> При полной гомогенизации изотопного состава стронция все точки образцов оказались бы на горизонтальной прямой линии, указывающей на новое первичное отношение.

приобретет наклон, соответствующий возрасту преобразования (рис. 3в). Из приведенных рассуждений вытекает, что при действии рассмотренной модели возможно проведение нескольких параллельных изохрон, если проанализировать достаточно большое количество проб с одновременным увеличением площади опробования. Количество параллельных изохрон, естественно, будет определяться погрешностями определения геохронометрических параметров.

Обратимся теперь к эволюционной диаграмме стронция, приведенной на рис. 2. Расположение фигуративных точек показывает на возможность проведения по крайней мере двух прямых линий регрессии — верхней (по 16 пробам) и нижней (по 11 пробам).

Статистическая обработка рубидий-стронциевых изотопных данных выделенных совокупностей образцов приводит к следующим уравнениям регрессии:

$$y = 0,7038 + 0,00882 X \quad (1)$$

$$y = 0,7059 + 0,00851 X \quad (2)$$

с остаточными дисперсиями  $S_{y1}^2 = 1,12 \times 10^{-6}$  и  $S_{y2}^2 = 0,42 \times 10^{-6}$  которые значимо не отличаются от сводной экспериментальной дисперсии  $\tilde{S}_y^2 = 0,85 \times 10^{-6}$ . Это означает, что в обоих случаях разброс точек относительно линий регрессии полностью укладывается в пределы экспериментальных погрешностей, т. е. обе совокупности проанализированных образцов удовлетворяют изохронной модели. Вычисления дают следующие значения возрастов и первичных отношений:

$$T_1 = 621 \pm 73 \text{ млн. лет } (2\sigma), \quad ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0 = 0,7098 \pm 0,0011 \text{ и}$$

$$T_2 = 606 \pm 45 \text{ млн. лет } (2\sigma), \quad ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0 = 0,7050 \pm 0,0010.$$

Результаты последующего регрессионного анализа позволяют объединить коэффициенты  $b_1$  и  $b_2$  и получить более точную оценку  $\bar{b}$  и его квадратичного отклонения; вычисления дают значение  $\bar{b} = 0,00866 \pm \pm 0,00053$ , что соответствует возрасту  $T = 610 \pm 36 \text{ млн. лет } (2\sigma)$ . Соответствие аналитических-изотопных данных с рассмотренной выше моделью эволюции стронция в мигматит-гранитах позволяет с большой вероятностью предположить, что полученное значение возраста отражает время проявления реального геологического события. Соответствует ли оно времени формирования Бжнийского массива мигматит-гранитов?

Известно, что на породы нижней группы Арзаканского кристаллического фундамента отразился, в виде наложенного диафтореза, зеленосланцевый метаморфизм пород верхней группы [2]. Если во время этого метаморфизма область в региональном масштабе была химически замкнута, то не исключена возможность того, что полученные параллельные изохроны являются вторичными [21] и определяют возраст наложенного зеленосланцевого метаморфизма. Решение этого вопроса связано с Rb-Sr изохронной датировкой метаморфических пород верхней группы фундамента. К сожалению, в настоящее время мы можем опе-

ривать лишь рубидий-стронциевыми изотопными данными 11 проб формации метааркозовых филлитов, слагающей нижнюю часть разреза верхней группы Арзаканского массива (табл. 2). Расположение аналитических точек, как это видно из графика рис. 4, допускает проведение

Таблица 2

Rb—Sr изотопно-аналитические данные валовых проб формации метааркозовых филлитов верхней группы Арзаканского кристаллического массива

№ образца	$^{87}\text{Rb}$ мкг/г	$^{86}\text{Sr}$ мкг/г	$^{87}\text{Rb}, ^{86}\text{Sr}$ атомные отношения	$^{87}\text{Rb}, ^{86}\text{Sr}$ атом. отнош.	
				вычисленные из опытов изотопного разбавления	прямые изм. из изотопного состава
5686	22,12	11,42	1,903	0,7273	0,7280
5970	21,87	11,44	0,281	0,7281	0,7122
	0,26	0,88		—	
5975	0,24	6,91	2,072	—	0,7212
	14,60	7,01		—	
6315	14,58	2,75	5,575	0,7339	—
	15,48	2,60		—	
6322	15,54	2,60	1,104	0,7177	—
	2,89	9,71		—	
6482	2,92	1,558	1,558	—	0,7215
	15,31	5,70		—	
6484	19,34	3,354	3,354	—	0,7218
	27,20	9,62		—	
6487	17,08	1,419	1,419	—	0,7235
6489	5,27	8,05	0,647	—	0,7229
	14,93	9,56		—	
6491	14,93	9,56	1,544	—	0,7248
	14,93	9,56		—	
6502	14,93	9,56	1,544	—	0,7192
	14,93	9,56		—	
6491	14,93	9,56	1,544	—	0,7193
	14,93	9,56		—	
6502	14,93	9,56	1,544	—	0,7138
	14,93	9,56		—	
6502	14,93	9,56	1,544	—	0,7131
	14,93	9,56		—	
6502	14,93	9,56	1,544	—	0,7236
	14,93	9,56		—	

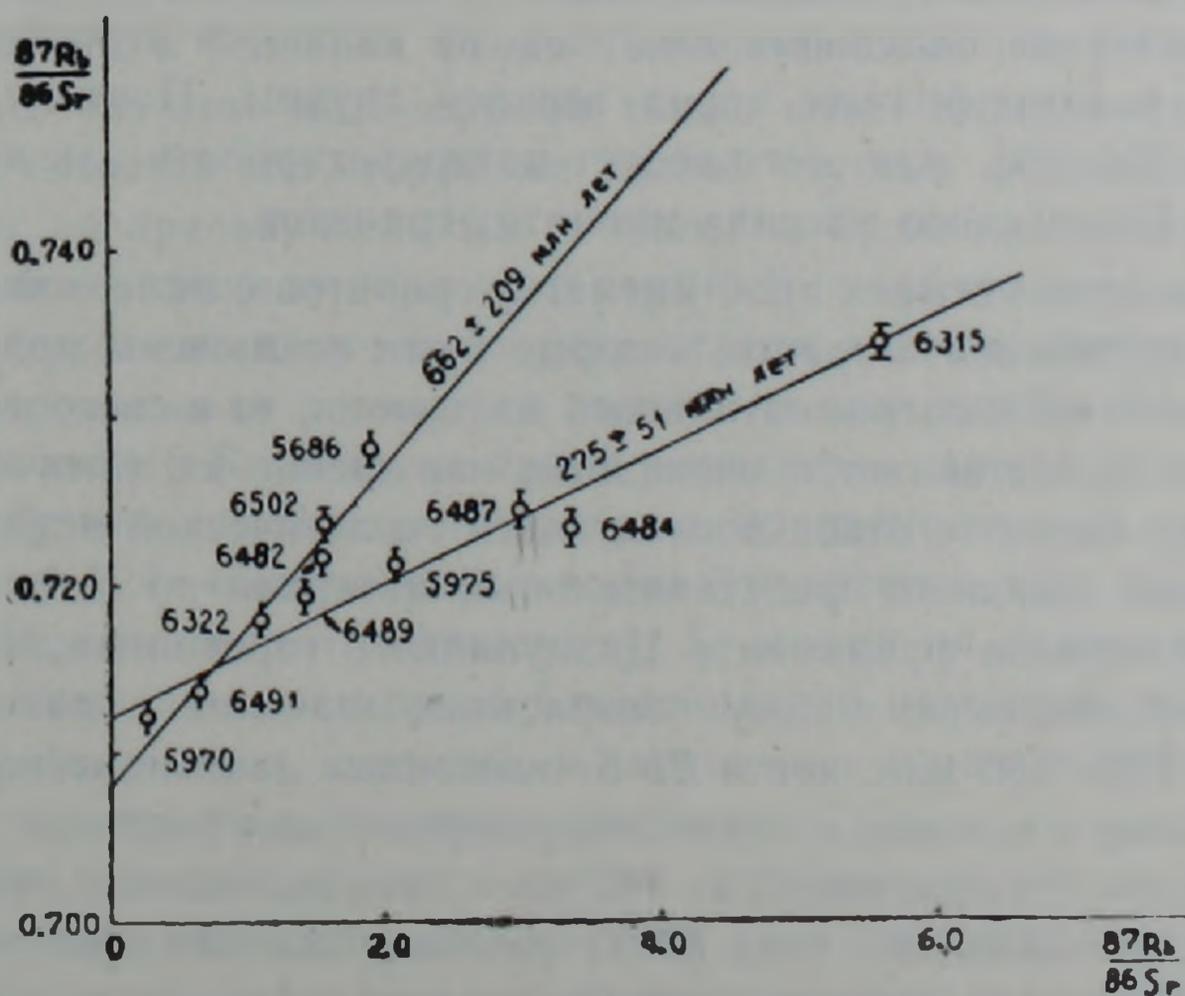


Рис. 4. Эволюционная диаграмма стронция валовых проб формации метааркозовых филлитов Арзаканского кристаллического массива.

двух прямых регрессий: первая по пробам №№ 5970, 6491, 6322, 6489, 6482, 6502 и 5686 и вторая по №№ 5970, 6491, 6322, 6489, 5975, 6487,

6485 и 6315. Первая прямая  $Y=0,7080+0,00941X$  с остаточной дисперсией  $S_y^2=3,01 \times 10^{-6}$ , как показывает регрессионный анализ, представляет собой эохрону, в то время как вторая —  $Y=0,7122+0,00391X$  обнаруживает удовлетворительное согласие с изохронной моделью (остаточная дисперсия здесь равна  $2,05 \times 10^{-6}$ ).

По данным В. А. Агамаяна [3], метааркозовые филлиты на 90% сложены слабо окатанными детритовыми компонентами мигматит-гранитов, альбититов и кристаллических сланцев нижней группы. Слабый низкотемпературный метаморфизм, вероятно, не привел на отдельных участках к существенным изменениям отношений  $Rb/Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в детритовом материале, поэтому фиксируемый эохроной возраст в  $662 \pm 209$  млн. лет. ( $2\sigma$ ) и первичное отношение 0,7080 (кстати, близкие к таковым мигматит-гранитов), по нашему мнению, являются унаследованными из исходных пород.

Вторая прямая, изохрона, по-видимому, соответствует тем пробам, которые в ходе зеленосланцевого метаморфизма претерпели полную перестройку своих рубидий-стронциевых систем с одновременным достижением высокого гомогенного уровня первичного отношения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0=0,7122$ . Вычисленный по этой изохроне возраст  $T=275 \pm \pm 51$  млн. лет. ( $2\sigma$ ) мы рассматриваем как предварительную оценку времени проявления регионального динамотермального метаморфизма низких ступеней верхней группы Арзаканского массива. Дальнейшие, более детальные работы, вероятно, внесут некоторые коррективы в это значение, но палеозойский возраст, по нашему убеждению, вряд ли будет опровержен. Таким образом,  $Pb-Sr$  датирование валовых проб метааркозовых филлитов приводит к заключению, что полученные на мигматит-гранитах параллельные изохроны не являются вторичными и не связаны с метаморфизмом пород верхней группы. Поэтому значение возраста в  $610 \pm 36$  млн. лет следует интерпретировать как время формирования Бжнийского массива мигматит-гранитов.

Что касается четырех проб мигматит-гранитов с палеозойскими значениями кажущегося возраста, которые были исключены при статистической обработке экспериментального материала, то в свете полученных результатов представляется очевидным нарушение их химической замкнутости на каком-то этапе последующей геологической истории.

Большой, довольно представительный материал по  $K-Ar$  датировке пород и минералов фундамента Цахкуняцкого горст-антиклинория, показывающий широкую полосу возрастных значений с максимумом в интервале 120—160 млн. лет и  $Rb-Sr$  изотопные данные небольшого количества слюд и полевых шпатов<sup>1</sup>, по которым были получены минеральные изохроны с возрастом 120—150 млн. лет, склоняют к предположению, что в отдельных случаях  $Rb-Sr$  системы валовых проб как мигматит-гранитов, так и метаморфических сланцев, открылись, вероятно, во время альпийского орогенеза.

<sup>1</sup> Рубидий-стронциевым возрастным измерениям минералов кристаллического фундамента будет посвящена отдельная статья.

Учитывая большую площадь опробования и количество анализированных проб, можно считать, что исследованный каменный материал является достаточно представительным для оценки средних значений содержания рубидия (45 мкг/г), стронция (117 мкг/г) и современного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7182) в мигматит-гранитах. Тогда, принимая для пород исходного субстрата в качестве первичного отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  величину 0,7040, аналогичную соответствующему значению в океанических базальтах, можно оценить максимальное значение его возраста, если полагать, что породы в ходе гранитизации и мигматизации оставались замкнутыми системами по отношению к рубидию и стронцию в региональном масштабе. Вышеприведенные параметры определяют максимальный возраст первоначального субстрата в 900 млн. лет.

### Заключение

Основным результатом проведенного исследования является установление времени формирования Бжнийского массива мигматит-гранитов. Полученное значение возраста составляет  $610 \pm 36$  млн. лет, соответствующее позднему рифею-эокембрию (венду). Изложенный материал позволяет сделать и ряд других выводов, содержащих ценную информацию относительно истории геологического развития Цахкуняцкого выступа кристаллического фундамента Армении. В настоящей работе отсутствуют *Rb-Sr* изотопные данные, непосредственно касающиеся возраста метаморфизма высокой степени нижней группы фундамента. Однако, поскольку гранитизация и мигматизация первоначального субстрата тесно связываются с региональным метаморфизмом формаций нижней группы в условиях фации альмандиновых амфиболитов [3], естественно, что этот метаморфизм также имеет позднерифейский возраст. Что касается метаморфизма низкой степени формаций верхней группы, то, по предварительным данным, он проявился в верхнем карбоне или же на границе карбона и перми. В ходе этого метаморфизма, как это вытекает из полученных результатов, валовые пробы мигматит-гранитов продолжали оставаться химически замкнутыми системами по отношению к *Rb* и *Sr*. В то же время выявляется важная роль наложенного воздействия альпийского орогенеза, приводившего не только к региональному *K-Ar* «омоложению» пород фундамента, но и к перераспределению *Rb*, обычного и радиогенного *Sr* между их минеральными фазами (с достижением повторной гомогенизации изотопного состава *Sr*), а в отдельных случаях, вероятно, к нарушению химической замкнутости *Rb-Sr* систем крупных валовых проб.

Наконец, следует обратить особое внимание на отсутствие полного уравнивания изотопного состава *Sr* в мигматит-гранитах. Если это обстоятельство не связано с особыми условиями гранитизации и мигматизации в изученном нами районе, а является характерным для областей ультраметаморфизма, то оно всегда будет накладывать дополнительные трудности на датировку пород *Rb-Sr* изохронным методом.

ԲՋՆԻ ՄԻԳՄԱՏԻՏ-ԳՐԱՆԻՏԱՅԻՆ ԶԱՆԳՎԱԾԻ ՀԱՍԱԿԸ

(Ըստ Rb-Sr իզոխրոնային ռադիոմետրիայի տվյալների և երկրաբանական պատկերացումների)

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երկրաբանական դաշտային ուսումնասիրությունների և իզոտոպային գեոքրոնոլոգիական հետազոտությունների կուտակված փաստական նյութերի վերլուծումն ու ընդհանրացումը հիմք ծառայեցին Փոքր Կովկասում առաջին անգամ լինելով ռուբիդիում-ստրոնցիումային իզոքրոնային մեթոդով որոշելու ՀՍՍՀ տարածքի Բջնի գյուղի շրջակայքի միգմատիտ-գրանիտային զանգվածի հասակը՝  $610 \pm 36$  միլիոն տարի: Գիտական մեծ արժեք ներկայացնող այս հետազոտությունը հնարավորություն է ստեղծում մանրամասն ուսումնասիրելու Մաղկունյաց լեռներում մերկացող Հայաստանի հնագույն բյուրեղային թերթաքարերի ստորին խմբի ֆորմացիաների հասակը: Վերջիններիս ռեգիոնալ պրոգրեսիվ մետամորֆային պրոցեսների հետ է ամենայն հավանականությամբ առնչվում նշված միգմատիտ-գրանիտային զանգվածի կազմավորումը, որը տեղի է ունեցել ռիֆեյի վերջին փուլում՝ վենդի ժամանակաշրջանում: Նույն հետազոտությունների միջոցով երկրորդ իզոքրոնով ստացված  $275 \pm 51$  միլիոն տարվա հասակը, որը մոտ է կարբոնի ժամանակաշրջանի դարամուտին, դիտվում է որպես Մաղկունյաց լեռների Արզականի շրջանի վերին ֆորմացիաների կանաչթերթաքարային ռեգիոնալ մետամորֆիզմի, իսկ վերոհիշյալ ստորին խմբի ֆորմացիաների նկատմամբ՝ դիաֆտորեզի հասակ:

G. P. BAGHDASARIAN, R. Kh. GHUKASIAN

THE AGE OF BDJNI MIGMATITE-GRANITIC MASSIF (BY THE Rb-Sr ISOCHRONE RADIOMETRIC DATA AND GEOLOGICAL IDEAS)

Abstract

On the basis of analysis and generalization of a lot of field material and isotope-geochronological investigations data by the Rb-Sr isochrone method for the first time in the Minor Caucasus the age of Bdjni migmatite-granitic massif is determined which is  $610 \pm 36$  mln years. The obtained result is a datum mark for the further geochronological investigations of Tzaghkuniats crystalline basement lower group formations. The regional progressive metamorphism of this group, which the migmatitization of crystalline paraschists is apparently connected with, has a Late Riphean age corresponding to Vendian.

The obtained by the second isochrone age is  $275 \pm 51$  mln years corresponding to the Late Carbonaceous and it is considered as a preliminary evaluation of the age of greenstone regional metamorphism of the upper group formation as well as of the diaphthoresis of the lower group formation.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Записки Кавказского отд. Геогр. общ., Кн. XXI. 1899.
2. *Агамалян В. А.* Региональный диафторез в Арзакаанском кристаллическом массиве. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1—2; 1968.
3. *Агамалян В. А.* Докембрий-нижний палеозой. В кн. «Геология Арм.ССР», том V—Литология. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1974.
4. *Аракелян Р. А.* Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Известия АН Арм. ССР, серия геогр. и геол. наук, том. X, № 5—6, 1957.
5. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
6. *Асланян А. Т.* О возрасте и генезисе метаморфических сланцев северного склона Мнапорского (Мурхузского) хребта. Известия АН Арм.ССР, геол.-геогр. науки, № 3, 1947.
7. *Багдасарян Г. П.* Минеральные ресурсы Армянской ССР. Том. II, Изд. АН Арм.ССР, 1949.
8. *Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, геол. и географ. науки, том XIV, № 4, 1961.
9. *Багдасарян Г. П.* О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения», Наука, 1966.
10. *Барсанов Г. П.* Нижний кембрий в Закавказье. Известия АН СССР, сер. геологич., 1931.
11. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. Мир, 1969.
12. *Вологдин А. Г.* Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Том I, 1940.
13. *Гамбарян П. П.* Геолого-петрографический очерк района средней Занги. Труды СОПС-а, сер. Закавказье, вып. 10, 1934.
14. *Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф.* О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. Труды Геологического ин-та АН Груз. ССР, том 3, 1953.
15. *Котляр В. И. Памбак.* Геология, интрузивы и металлогения. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1958.
16. *Кузнецов И. Г.* Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всес. геол. развед. объединения, № 100, 1931.
17. *Международный стратиграфический справочник.* Ред. Хедберг. Мир, 1978.
18. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1947.
19. *Паффенгольц К. Н.* Геология Армении. Изд. Мин. геол. СССР, М.-Л., 1948.
20. *Щуколюков Ю. А., Горохов И. М., Левченков О. А.* Графические методы изотопной геологии. Изд. Недра, М., 1974.
21. *Cameron M., Collerson K. D., Compston W., Morton R.* The statistical analysis and interpretation on imperfectly-fitted Rb-Sr isochrons from polymetamorphic terrans. Geochim. et Cosmochim. acta, 1981, 45, № 7.
22. *McIntyre G. A., Brooks C., Compston W., Turek A.* The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. J. Geophys. Res., 1966, 71, № 22.
23. *Nicolaysen L. O.* Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, 91, art 2.

УДК [553.43+553.462] (479.25)

Ш. О. АМИРЯН, Г. О. ПИДЖЯН

АРМАНИССКОЕ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЕ

В работе освещены вопросы геологического строения, структуры, локализации оруденения, стадийности процесса рудообразования, минералого-геохимических и структурно-текстурных особенностей руд, условий образования и перспектив Арманисского месторождения. Установлено, что месторождение относится к золотосодержащей медно-полиметаллической формации руд и образовалось при низко-средних температурах, на малых глубинах в парагенетической связи с субвулканическими и малыми интрузиями средне-кислого состава верхнеэоцен-нижнемиоценового времени, в результате многостадийного рудообразовательного процесса.

1. Основные черты геологического строения  
и структуры рудного поля

Арманисское месторождение, по тектонической схеме А. Т. Асланяна [2], расположено в северо-западной части Присеванской мегасинклинальной зоны. В геологическом строении рудного поля месторождения участвуют метаморфические, осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы нижнего и верхнего мела, среднего и верхнего эоцена, олигоцена, миоплиоцена и четвертичного периода [4].

По резкому различию геологического строения, характеру и возрасту пород рудное поле месторождения делится на два блока. Юго-западный блок сложен преимущественно меловыми отложениями, а северо-восточный—эоценовыми, олигоценными и миоплиоценовыми. Границей этих блоков является региональное Куйбышевское (Тодорское) нарушение взбросо-надвигового характера. Оно имеет северо-западное простирание с падением на юго-запад ( $220—240^\circ$ ) под углами  $40—70^\circ$ .

*Меловые* отложения представлены грубо- и тонкослоистыми известняками с прослоями песчаников, алевролитов и туфопесчаников, кварц-амфибол-эпидотовыми, кварц-кальцит-эпидот-хлоритовыми, хлорит-серпичитовыми и другими сланцами, метаморфизованными лавами и дацитовыми порфирами.

*Эоценовые* образования представлены двумя подразделениями—средним и верхним эоценом. Преобладающими породами являются порфириты, туфы, туфобрекчии, лавы и лавобрекчии порфиритов, андезитов, дацитов и липаритов, нередко с пачками туфопесчаников.

*Олигоценные* образования имеют ограниченное распространение на южном, юго-восточном фланге рудного поля, на северном склоне г. Медвежья. Они представлены андезитами, андезито-дацитами, их туфами и туфобрекчиями, песчаниками и глинами.

*Миоценов* представлен потоками лав долеритовых базальтов. *Четвертичные* породы представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, делювиальными и озерными отложениями.

Интрузивные и субвулканические породы в рудном поле имеют широкое распространение и образуют небольшие штокообразные и дайковые тела и жерловые фации, которые прорывают отложения мела, эоцена и отчасти олигоцена. Породы характеризуются порфировой структурой, мелкозернистостью, малыми размерами выходов и внедрены в основном вдоль разрывных нарушений. Они представлены пироксенитами, перидотитами, серпентинитами, габбро, габбро-диабазами, диоритами, кварцевыми диоритами, диоритовыми порфиритами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами и липаритами. Возраст магматических пород, по прорыванию ими отложения мела, эоцена и олигоцена и по радиологическим данным (от  $19,5 \pm 1,5$  млн. лет до  $49,5 \pm 3,5$  млн. лет), относится к верхнеэоцен-олигоценному времени.

Гидротермальные изменения рудовмещающих пород представлены пропилитизацией, окварцеванием, карбонатизацией, огипсованием, цеолитизацией, серицитизацией, каолинизацией и образованием вторичных кварцитов. Кроме того, на участках распространения основных и ультраосновных пород широкое развитие имеют листвениты с убогой рудной минерализацией. Среди отмеченных типов изменений кварц-серицитовые, кварц-серицит-каолиновые, кварц-карбонат-гипс-цеолитовые, а также листвениты сопровождают рудный процесс и, следовательно, могут служить поисковыми критериями.

В структурном отношении рудное поле Арманисского месторождения расположено в северо-восточном крыле синклинальной складки, ось которой проходит по Базумскому хребту в северо-западном направлении. Породы, слагающие рудное поле, образуют следующие структурные ярусы: нижнемеловой, верхнемеловой, эоценовый, олигоценый и миоценовый, которые отличаются друг от друга составом пород, степенью деформированности, складчатостью и магматизмом. Породы структурных ярусов образуют узкие, сжатые складки северо-западного, близширотного простирания, прорванные интрузиями различных фаций, состава и времени.

В рудном поле широко развиты разрывные нарушения различного порядка и характера, которые контролируют размещение магматических тел и локализацию оруденения. Рудное поле находится в зоне глубинного разлома, по которому развивалась офиолитовая формация пород. Оно характеризуется сложной разрывной тектоникой и блоковым строением.

Крупными нарушениями рудного района являются Желтореченское, Куйбышевское, Марцигетское, Анкадзорское, Мегрутское, Мгартское, Айдарбаковское и сопряженные с ними более мелкие структуры, которые контролируют размещение оруденения Чкнах-Базумского рудного района.

Арманисское месторождение приурочено к породам лежащего бока Куйбышевского разлома взбросо-надвигового характера. Мощность зо-

ны нарушения составляет от 5 до 30 м. Зона разлома представлена раздробленными рассланцованными и милонитизированными породами с многочисленными тектоническими швами, бороздами и зеркалами скольжения. К юго-востоку Куйбышевский разлом сочленяется с более крупным Мегрутским нарушением и на всем своем протяжении контролирует проявление рудной минерализации (Арманис, Гергер, Арчут и др).

На Арманисском месторождении оруденение находится в сопряженных с разломом мелких разрывных нарушениях северо-восточного, северо-западного и близширотного простирания. К участкам пересечения разноориентированных структур приурочены богатые и морфологически более сложные тела. Жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации, приуроченные к северо-западным и северо-восточным структурам, падают на северо-восток, юго-восток, северо-запад и юго-запад под углами  $75-85^\circ$ . Преимущественным направлением падения рудных тел являются западные румбы—в сторону Куйбышевского разлома.

Из замеренных 65 рудоконтролирующих структур 4 падают на северо-восток ( $55-80^\circ$ ) под углами  $60-75^\circ$ , 14—на юго-восток ( $100-150^\circ$ ) под углами  $75-85^\circ$ , 27—на юго-запад ( $200-260^\circ$ ) под углами  $60-80^\circ$  и 20—на северо-запад ( $275-380^\circ$ ) под углами  $60-80^\circ$ . Среди них имеются 26 жил и прожилков пирит-халькопирит-гематитового состава, 18—полиметаллического, 17—смешанного, 2—кварц-пиритового и 2—безрудного кварца. С учетом и безрудных структур (всего 150 замеров) устанавливаются следующие системы трещин: северо-восточная с падением на северо-запад и юго-восток, под углами  $50-85^\circ$ , северо-западная с падением на северо-восток и юго-запад под углами  $50-85^\circ$ ; широтная (редкая) с падением, главным образом, на север под углами  $55-60^\circ$  и меридиональная с падением, в основном на запад под углами  $70-85^\circ$ . Все перечисленные системы трещин создают блоковое строение месторождения и сильную раздробленность пород.

## *2. Стадийность развития процесса рудообразования и минеральный состав руд*

По парагенетическим ассоциациям минералов и взаимоотношениям жил и прожилков, нами выделяются следующие стадии минерализации [1] в процессе рудообразования: безрудная кварцевая, кварц-пиритовая, кварц-пирит-халькопирит-гематитовая, карбонат-кварц-полиметаллическая, карбонат-сфалерит-галенитовая и кварц-карбонат-гипс-цеолитовая (рис. 1, табл. 1).

*Дорудная кварцевая* стадия минерализации представлена белым и фиолетовым кварцем, нередко удлиненно-призматического габитуса. Мощность безрудных кварцевых жил достигает до 30 и более см. Более мощные жилы (нередко до 1,5 м. в раздувах) развиты в меловых отложениях, а маломощные—в субвулканических образованиях, туфобрекчиях, туфопесчаниках и туфоконгломератах эоценового и олигоценного возраста.

Для кварцевых жил характерны брекчиевые, кокардовые, крустификационно-полосчатые, катакластические, друзовые, гребенчатые текстуры и скрытокристаллические, удлиненно-призматические, идиоморфнозернистые структуры.

Кварц-пиритовая стадия минерализации представлена жилами, прожилками и вкрапленностью в зонах брекчирования и гидротермальной

СХЕМА  
СТАДИЙНОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ  
ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ НА АРМАНИССКОМ  
ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

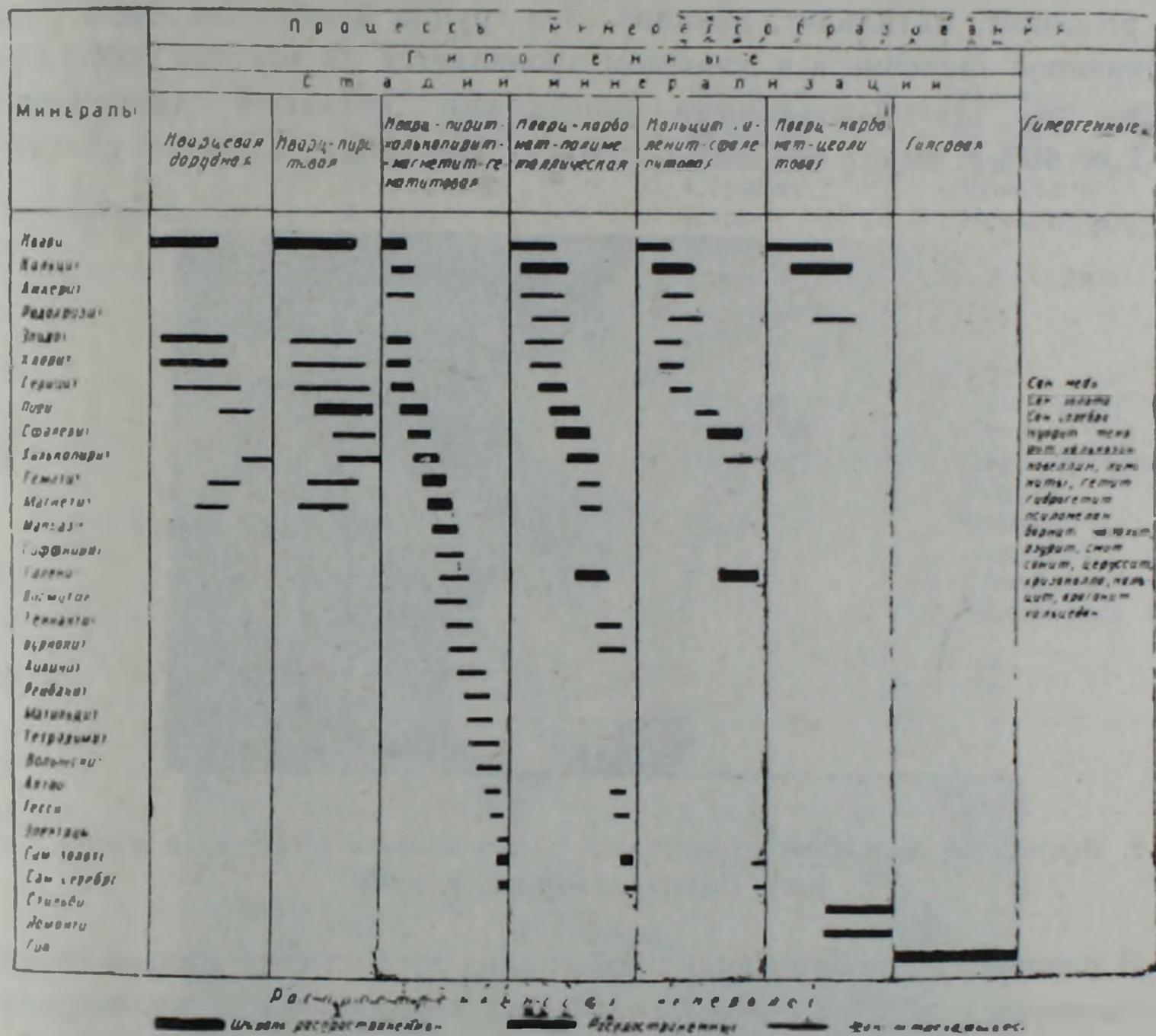


Рис. 1.

ного изменения пород. Значительная часть вкрапленного пирита образовалась за счет гидротермального метасоматоза пород. Кроме жильного кварца и пирита, в небольшом количестве встречаются эпидот, хлорит, серицит, халькопирит, сфалерит, гематит и магнетит.

Жилы, прожилки кварц-пиритовой минерализации имеют северо-восточное, северо-западное и близмеридиональное простирание. Они прослеживаются на десятки и сотни метров, при мощности до 10—15 см.

Для руд этой стадии минерализации характерны массивная, прожилковая, вкрапленная, брекчиевая и полосчатая текстуры. Типоморфными формами для этой генерации пирита являются куб и пентагондодекаэдр.

В пирите этой генерации спектральными и химическими анализами установлены нижеследующие элементы-примеси в процентах: Mn—

0,024, Ni и Co—0,0011, Mo—0,0006, W—0,0003, Cu—0,081, Pb—0,012, As—0,026, Zn—0,024, Sn—0,0006, Ga, In, Ge—до 1,0 г/т, Cd—10—15 г/т, Ag—5—10 г/т, Au—1—2 г/т.

Кварц-пирит-халькопирит-магнетит-гематитовая стадия минерализации представлена жилами, прожилками, зонами прожилково-вкрапленной минерализации, гнездами кварца, пирита, халькопирита, гематита, магнетита, мартита и мушкетовита (рис. 2). Кроме отмеченных минералов, в рудах установлены: сфалерит, галенит, марказит, висмутин, самородные золото и серебро, тетрадимит, алтант, гессит, саффлорит, рецбанит, матильдит, айкинит. Эта группа минералов имеет резко подчиненное значение и в основном проявляется на верхних горизонтах рудных тел. Преобладающими минералами являются халькопирит (от 3 до 40%), пирит (3—15%), гематит (2—10%), магнетит (3—5%).



Рис. 2. Игольчатые выделения мушкетовита в халькопирите (светлое) и кварце (темное). Полированный шлиф.  $\times 90$ .

В главных рудообразующих минералах этой стадии минерализации химическими и спектральными анализами установлены нижеследующие элементы-примеси в процентах: в пирите—Ni—0,0073, Co—0,009, Mo—0,0003, Cu—0,13, Pb—0,1, Zn—0,32, Sb—0,019, As—0,13; халькопирите—Ni—0,003, Co—0,056, Mo—0,0003, W—0,0005, Pb—0,1, Zn—0,55, Sb—0,03, As—0,3; магнетите—Ni и Co—0,0002, Ti и V—0,02—0,03, Cu—0,2, Pb—0,065, Zn—0,1, Ag, Bi, Cd, Ga, Ge—от 0,1 до 3,0 г/т.

Пирит-халькопиритовые жилы четковидного и нередко полосчатого строения. В раздувах их мощность составляет 20—30 см. По простиранию и падению жилы прослеживаются на десятки и сотни метров. Руды характеризуются повышенными содержаниями меди, золота, серебра, висмута, теллура, кадмия, индия.

Пирит-халькопиритовые руды характеризуются полосчатыми, брекчиевыми, массивными, прожилковыми, вкрапленными текстурами, а также зернистыми, лучистыми, коррозионными, пластинчатыми и метакolloидными структурами (рис. 3).

Кварц-карбонат-полиметаллическая стадия минерализации представлена жилами, прожилками и прожилково-вкрапленными зонами ми-

Минеральный состав руд Арманисского  
месторождения

Распространение и значение мине- ралов	Гипогенные минералы		Гипергенные минералы
	рудные	жильные	
Г л а в н ы е	Халькопирит Сфалерит Галенит Пирит Сам. золото Гематит Магнетит	Кварц Кальцит Анкерит Гипс	Лимонит Гетит Гидрогетит Борнит
Второстепенные	Марказит Сам. серебро Висмутит Тетрадимит Алтаит Гессит Хромит Линнеит Ильменит	Доломит Стильбит Ломонтит Серицит Хлорит Эпидот Барит	Малахит Азурит Халькозин Ковеллин Псидомелан
Р е д к и е	Теннантит Бурнонит Сафлорит Рецбанит Матильдит Айкинит Вольнскит Электрум Киноварь Сам. медь	Родохрозит Магнезит Каолинит	Сам. медь Сам. з Сам. серебро Куприт Тенорит Церуссит Смитсонит Хризоколла

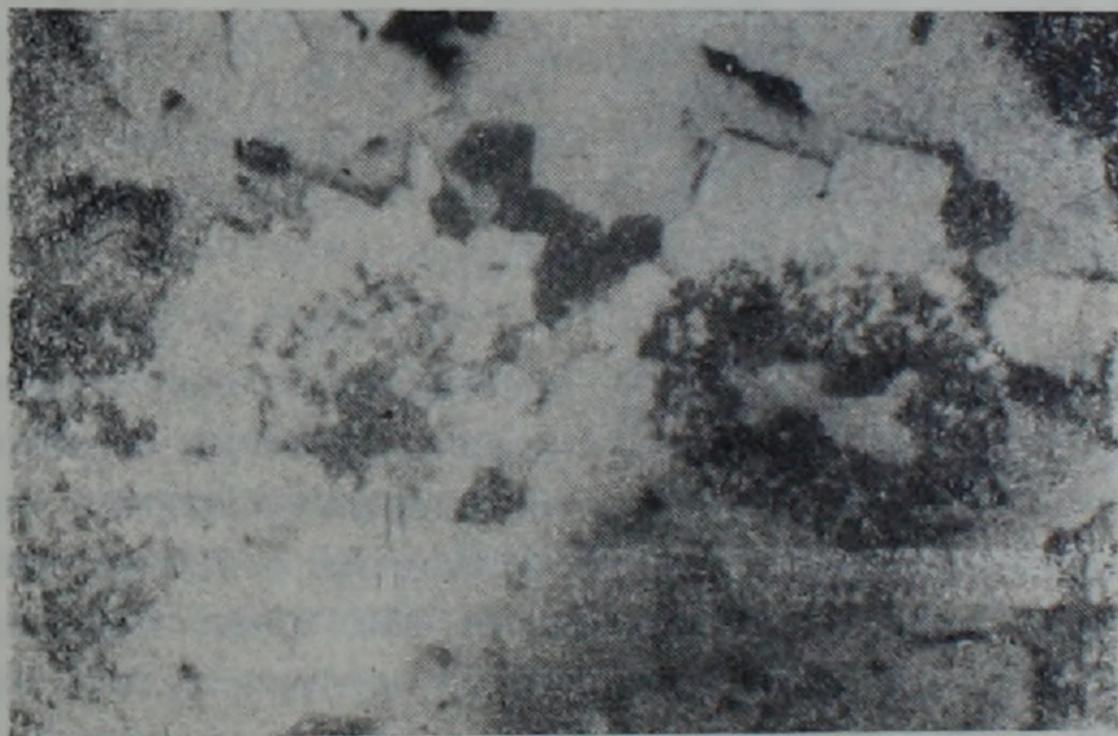


Рис. 3. Сферические агрегаты пирита (светлое). Серое—халькопирит, черное—карбонат. Полированный шлиф. X90.

минерализации пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, самородного золота, серебра, алтаита, гессита, бурнонита и других минералов.

Мощность полиметаллических жил весьма различна и в раздувах доходит до 0,5—0,6 м. Зоны прожилково-вкрапленной минерализации имеют мощность 2—3 и более метров. Этот тип минерализации нало-

жен на предыдущие и нередко совместно с ними образует рудные тела сложного состава. Преобладающими минералами полиметаллических руд являются сфалерит (30—50%), галенит (15—30%), халькопирит (5—10%), пирит (3—5%), кварц и карбонаты (от 5 до 55%).

По содержанию свинца, цинка, серебра, золота, висмута, кадмия и индия полиметаллическая стадия является наиболее продуктивной.

В главных рудообразующих минералах этой стадии минерализации химическими и спектральными анализами установлены: в пирите—*Ni* и *Co*—0,03, *Pb*—0,3, *Zn*—1,2, *Sb*—0,01, *As*—0,3, *Se*—10 г/т, *Te*—8 г/т, *Bi*—60 г/т, *Ga*—3,7 г/т, *Ge*—0,1 г/т, *Cd*—30 г/т, *Ag*—400 г/т, *Au*—30 г/т; халькопирите—*Ni* и *Co*—0,0003, *Pb*—0,46, *Zn*—1,3, *Sb*—0,05, *As*—0,06, *Cd*—110 г/т, *Ag*—675 г/т, *Au*—79,1 г/т; сфалерите—*Ni*—0,0005, *Co*—0,009, *Cu*—0,57, *Pb*—1,7, *Sb* и *As*—0,0005, *Se*—30 г/т, *Te*—20 г/т, *Bi*—90 г/т, *Ga*—10 г/т, *Ge*—2,3 г/т, *In*—27 г/т, *Cd*—12 кг/т, *Ag*—70 г/т, *Au*—20 г/т; галените—*Co*—0,001, *Sb* и *As*—0,02, *Se*—40 г/т, *Te*—50 г/т, *Bi*—100 г/т, *Ga*—3,7 г/т, *In*—0,3 г/т, *Cd*—950 г/т, *Ag*—350 г/т, *Au*—20 г/т.

Для руд характерны пятнистые, массивные, вкрапленные, прожилковые, полосчатые, кокардовые, брекчиевидные текстуры и зернистые, двойниковые, коррозионные структуры (рис. 4).

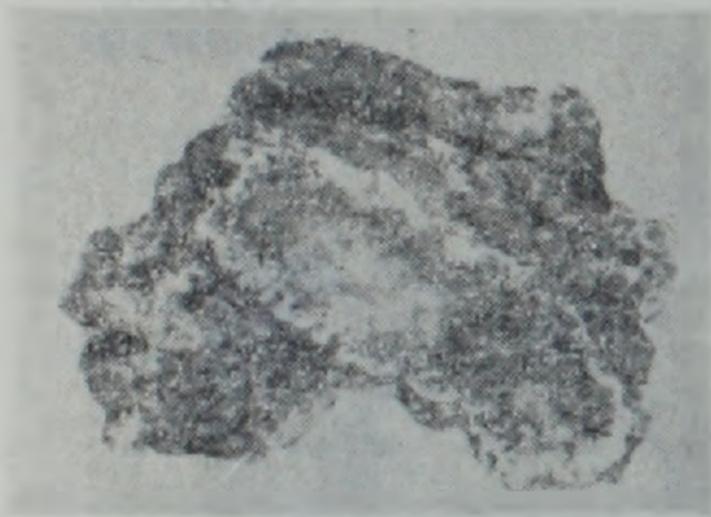


Рис. 4. Кокардовая текстура полиметаллических руд. Кокарды сложены карбонатом (белое).

ностью по простиранию и падению. Минералы в жилах имеют кустовое распределение. Содержание галенита и сфалерита в жилах составляет от 5 до 65—70% жильного выполнения, других сульфидов—10—15%, кальцита—20—25%, кварца—5—10%.

В главных рудообразующих минералах этой стадии минерализации спектральными и химическими анализами установлены нижеследующие элементы-примеси в процентах: в сфалерите—*Co*—0,002, *Cu*—0,06, *Pb*—1,0, *Hg*—0,001, *Se*—25 г/т, *Te*—15 г/т, *Bi*—10 г/т, *Ga*—10 г/т, *Ge*—1,2 г/т, *In*—5,1, *Cd*—10 кг/т, *Ag*—20 г/т, *Au*—10 г/т; галените—*Co*—0,002, *Cu*—0,03, *Sb*—0,03, *Sn*—0,0003, *Se*—40 г/т, *Te*—30 г/т, *Bi*—350 г/т, *Ge*—7,1 г/т, *In*—0,5 г/т, *Cd*—1,2 кг/т, *Ag*—350 г/т, *Au*—10 г/т.

#### Кальцит-галенит-сфалеритовая

стадия минерализации проявлена слабо и образует жилы, прожилки и гнезда крупнокристаллического галенита и крупнозернистого, светло-коричневого сфалерита и кальцита. В них в резко подчиненном количестве встречаются пирит, халькопирит, самородные золото и серебро.

В раздувах мощность сфалерит-галенитовых жил составляет 0,5 м. Они приурочены к трещинам отрыва и характеризуются невыдержан-

Этот тип минерализации характеризуется повышенным содержанием свинца, цинка, серебра, висмута, кадмия и индия.

Характерными текстурами ряд являются пятнистые, полосчатые, массивные и порфиоровые.

*Кварц-карбонат-цеолитовая и гипсовая* стадии минерализации имеют повсеместное развитие в виде невыдержанных маломощных прожилков прозрачного кварца, кальцита, гипса и цеолитов.

Кварц-кальцит-цеолитовая ассоциация имеет площадное развитие. Она проявляется главным образом в зонах изменения пород, а гипс имеет ограниченное распространение, при этом в основном вблизи крупного Куйбышевского нарушения. Продукты отмеченных стадий минерализации наложены на все типы руд.

Среди описанных стадий минерализации наиболее интересными в промышленном отношении являются: пирит-халькопиритовая, полиметаллическая и сфалерит-галенитовая. Продукты этих стадий минерализации на месторождении имеют неравномерное распределение, чем и обусловлено отсутствие корреляционных связей между рудными компонентами в различных жилах и участках месторождения. Особенно это относится к распределению золота, серебра и редких элементов.

### *3. Характер распределения оруденения*

На Арманисском месторождении оруденение приурочено к участкам интенсивного изменения пород типа вторичных кварцитов и пропилитов. По характеру, морфологическим особенностям и типу минерализации выделяются жилы (простые и сложные), жилые участки и зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Взаимопересечение жил и прожилков различного минерального состава, брекчированность отдельных минеральных агрегатов и их цементация другими ассоциациями минералов, показывает на многократность трещинообразования и рудоотложения.

Зоны прожилково-вкрапленной минерализации хорошо представлены на южном и юго-восточном флангах месторождения, а жилы — на центральном, северном и северо-западном, в зависимости от характера развитых пород. Зоны прожилково-вкрапленной минерализации характеризуются сложным минеральным составом, что является результатом наложения различных стадий минерализации. Жилы имеют неоднородный состав.

Интенсивность минерализации весьма неравномерна в жилах и зонах по их простиранию и падению. Наиболее богатые и сложные по составу руды приурочены к участкам повторного приоткрывания трещин и к местам их пересечения, где наложены продукты разновременных порций растворов.

По минеральному составу выделяются пиритовые, пирит-халькопирит-магнетит-гематитовые, полиметаллические и галенит-сфалеритовые типы руд, которые имеют как самостоятельное развитие, так и на-

ложены друг на друга по одним и тем же структурам, в результате повторного их приоткрывания.

В зависимости от интенсивности проявления отдельных стадий минерализации рудные тела характеризуются различными концентрациями полезных компонентов. Так, повышенные концентрации меди (1,0—2,0%) по групповым пробам отмечены в жильных зонах 7, 2, 1; цинка (1,0—3,0%) — в зонах 9, 12, 7, 10, 2, 8; свинца (1,0 до 4,0%) — в зонах 9, 6, 11, 2; золота — в рудном теле I, зонах — 8, 7, 9; серебра в рудном теле I, зоне 11.

Из приведенных данных и минерального состава руд следует, что в большинстве рудных тел имело наложение полиметаллических и свинцово-цинковых руд на пирит-халькопиритовые.

На размещение отдельных морфологических и минеральных типов руд повлияли структурные условия их локализации, физико-механические свойства и химический состав рудовмещающих пород, наличие жерловых фаций вулканических построек и сопряженные с ним разрывы [3].

В пространственном размещении оруденения важная роль принадлежит Куйбышевскому разлому и его оперениям. Кроме того в локализации оруденения определенную роль играли также близмеридиональные нарушения и сопряженные с ними трещины (Восточный, Промежуточный и др.).

Трещинная тектоника вулканических сооружений и наложенные на них структуры оперения Куйбышевского омоложенного разлома, наряду с мапматическим очагом, породившим субвулканические и жерловые фации пород, являлись главными факторами в формировании и локализации руд.

#### *4. Геохимические особенности руд*

По минеральному составу и условиям образования Арманиоское месторождение относится к золотосодержащей медно-полиметаллической формации руд в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах.

На основании многочисленных химических, пробирных и спектральных анализов руд, сульфидных концентратов и мономинеральных фракций главных рудообразующих сульфидов и детальных минералогических исследований ниже приводится характер распределения ведущих, редких и благородных элементов в рудах и минералах Арманиоского месторождения.

Характерными особенностями руд Арманиоского месторождения являются: обогащенность их медью, свинцом, цинком, золотом, серебром, кадмием, индием, селеном и теллуrom; слабое проявление сурьмы, мышьяка, никеля, галлия и почти отсутствие (или весьма низкие содержания) молибдена, вольфрама, германия, рения, ртути, хрома.

Ниже приводится характер распределения наиболее ценных элементов руд.

Золото является одним из ценных компонентов руд. Представлено в виде самородного золота и примеси в гессите и электруме. Повышенные концентрации золота отмечаются в пирит-халькопиритовых и полиметаллических типах руд. Золото характеризуется весьма неравномерным распределением в самостоятельных рудных телах по простиранию и падению, а также в отдельных жилах. Повышенной золотоносностью характеризуется первое рудное тело, а низкой—зона 12.

Таблица 2

Средние содержания золота и серебра в главных рудообразующих сульфидах в г/т по данным пробирных анализов

Рудообразующие минералы	З о л о т о		С е р е б р о		Отношение Au : Ag
	кол-во анализов	среднее содержание	кол-во анализов	среднее содержание	
Сфалерит	9	16,6	9	65,5	1 : 4
Галенит	8	13,8	8	412,0	1 : 30
Халькопирит	7	82,5	7	700,0	1 : 8,5
Пирит	4	25,0	4	350,0	1 : 14

В связи с тем, что золото и серебро представлены различными формами и неравномерным распределением, золото-серебряное отношение также изменяется в различных жилах и горизонтах и в отдельных минеральных типах руд. Оно колеблется в пределах от 1 : 70 до 1 : 3, в среднем составляя 1 : 9. По содержанию золота, главные сульфиды составляют следующий убывающий ряд: халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, марказит (табл. 2).

По данным технологических исследований свободное золото составляет 11,1%, в сростках находится 71,1% золота, связанное с сульфидами—9%, покрытое окислами—4,4%. Таким образом, легко извлекаемое золото составляет 82,2%.

Серебро образует повышенные концентрации в свинцово-цинковых, пирит-халькопиритовых и полиметаллических типах руд. Серебро в рудах представлено как собственными минералами (самородное серебро, электрум, гессит), так и в виде изоморфной примеси в главных сульфидах. Значительная часть серебра связана с самородным золотом, проба которого составляет 700—750.

По содержанию серебра главные сульфиды руд составляют следующий возрастающий ряд: сфалерит, пирит, галенит, халькопирит (табл. 2). В последнем минерале, а также в пирит-халькопиритовых рудах повышенные и высокие концентрации серебра связаны с наличием наложенной золото-висмут-теллуровой минерализации.

В связи с тем, что отдельные минералы и ассоциации минералов характеризуются различными концентрациями серебра, рудные тела в зависимости от состава сульфидов также отличаются по содержанию серебра. Рудные тела, сложенные галенит-сфалеритовыми и пирит-халькопиритовыми рудами, характеризуются наиболее высокими кон-

центрациями серебра. Неравномерное распределение серебра обусловлено геохимическим его поведением и главным образом, формой его нахождения.

Висмут представлен в форме собственных минералов (висмутин, тетрадимит, матильдит, вольтскит) и изоморфной примеси в главных рудообразующих сульфидах и сульфосолях. Повышенными концентрациями висмута характеризуются пирит-халькопиритовые, полиметаллические и галенит-сфалеритовые типы руд. Наиболее обогащены висмутом пирит-халькопиритовые руды, которые содержат минералы золото-висмут-теллуровой ассоциации (рис. 5).

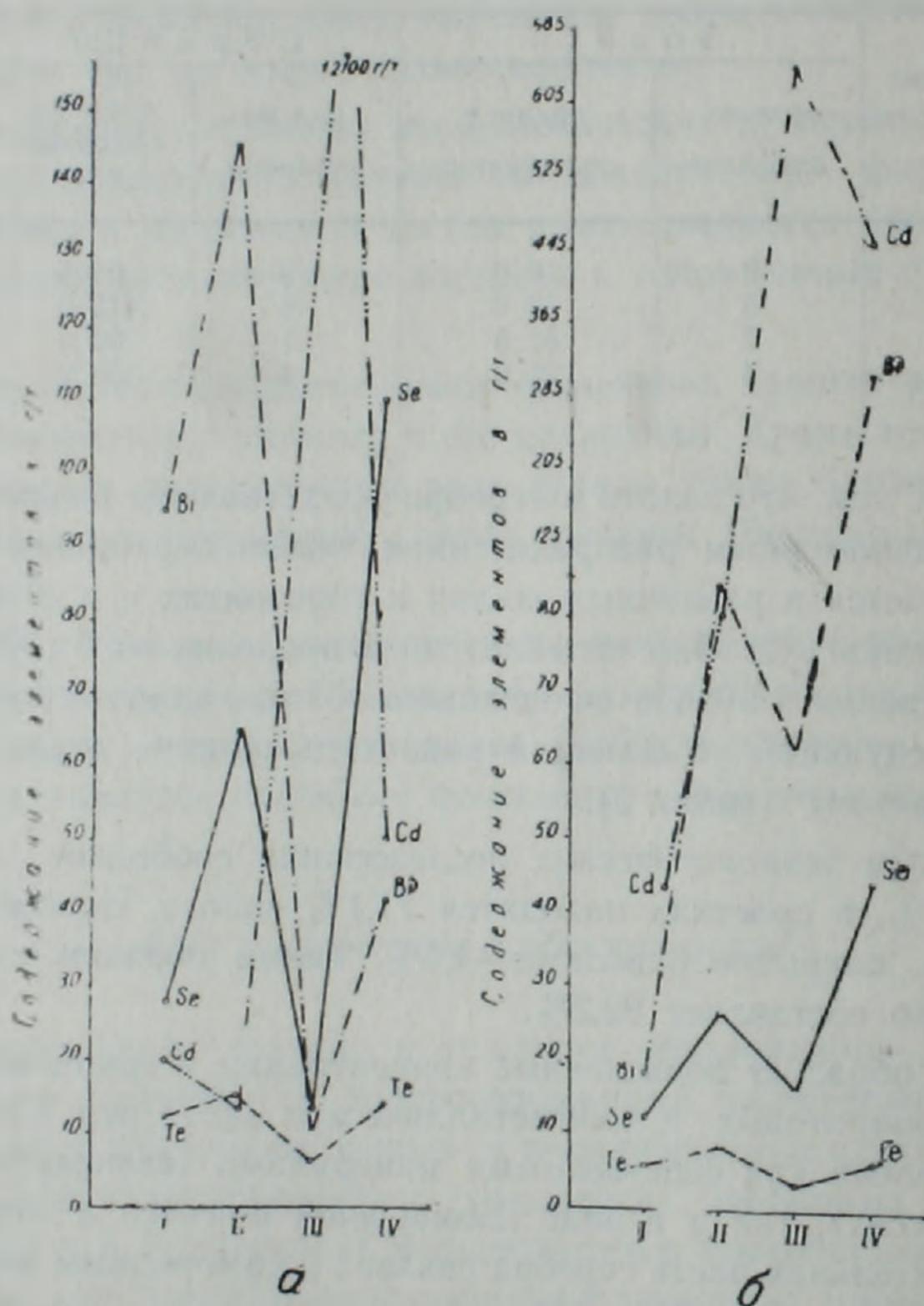


Рис. 5. а. Распределение редких элементов в различных минеральных типах руд I. Кварц-пиритовые руды. II. Пирит-халькопиритовые руды III. Кварц-карбонат-полиметаллические и IV—карбонат-сфалерит-галенитовые руды. б. Распределение редких элементов в главных рудных минералах. I. Пирит, II. Халькопирит, III. Сфалерит, IV. Галенит.

Главные рудообразующие минералы по убывающему содержанию висмута располагаются следующим образом: халькопирит, пирит, галенит, сфалерит (рис. 5 б; табл. 3). Различная форма нахождения висмута обуславливает неравномерное его распределение в рудных телах и на их отдельных участках.

Таблица 3

Средние содержания элементов-примесей в главных  
рудобразующих минералах Арманисского месторождения по данным химических  
анализов в г/т

Рудообразующие минералы	С е л е н		Г е л л у р		Висмут		Галлий		Индий		Кадмий	
	кол-во анализов	среднее содержа- ние	кол-во анализов	среднее содержа- ние	кол-во анали- зов	среднее содер- жание	кол-во анали- зов	среднее содер- жание	кол-во анали- зов	среднее содер- жание	кол-во анали- зов	среднее содер- жание
Сфалерит	6	13	6	6	3	10	6	16	2	27	6	12100
Галенит	6	110	6	14	4	42	3	17	—	—	2	50
Халькопирит	18	65	18	15	18	145	9	8	5	16	10	13
Пирит	17	28	16	12	14	95	10	15	5	10	10	20

*Кадмий* в рудах находится исключительно в виде изоморфной примеси в сфалеритах, поэтому сфалеритсодержащие руды отличаются высокими и повышенными концентрациями кадмия. Однако, в связи с неравномерным проявлением сфалерита, концентрация кадмия в различных типах руд и рудных телах подвергается значительным колебаниям. Установлено, что в темных разностях сфалерита содержится кадмия больше, чем в светлых.

*Селен* является характерной примесью сульфидных руд, где изоморфно входит в состав сульфидов, сульфосолей и теллуридов. По содержанию селена руды составляют следующий убывающий ряд: сфалерит-галенитовые, пирит-халькопиритовые, полиметаллические и пиритовые. Среди сульфидов наиболее высокой концентрацией селена характеризуется галенит, а низкой — марказит (табл. 3).

*Теллур* представлен в виде собственных минералов и изоморфной примеси. Сравнительно повышенные концентрации теллура установлены в массивных сульфидных рудах, особенно пирит-халькопиритовых, где обнаружены собственные минералы теллура. Форма проявления теллура обуславливает неравномерное его распределение в различных типах руд и рудных телах (рис. 5).

*Индий* представлен в виде изоморфной примеси главным образом в сфалеритах. Высокие концентрации индия установлены в сфалерит-галенитовых рудах, где сфалерит представлен светлой разностью с содержанием индия до 30 г/т.

*Медь* является главным промышленным компонентом руд. Наиболее высокие концентрации меди связаны с пирит-халькопиритовыми рудами, которые нередко образуют самостоятельные тела. Кроме основного носителя меди — халькопирита, в рудах установлены блеклые руды, самородная медь, борнит, ковеллин, тенорит и другие гипергенные медные минералы, которые также являются источниками меди. В виде примеси медь содержится в сфалерите, пирите, марказите и галените.

Рудные тела характеризуются неравномерным содержанием меди (рис. 6). Руды, сложенные продуктами пирит-халькопиритовой стадии минерализации, характеризуются наиболее высокими концентрациями меди.

*Свинец* является одним из ценных компонентов руд и характеризуется неравномерным распределением (рис. 6). Он представлен главным образом галенитом в полиметаллических и галенит-сфалеритовых рудах. Второстепенное значение имеют рецбанит, бурноснит и алтаит. Отношение свинца к цинку ( $Pb : Zn$ ) в различных минеральных типах руд различно и в среднем составляет 1 : 2,3—2,5.

*Цинк* является одним из ведущих компонентов руд. Основные концентрации цинка связаны с полиметаллическими и свинцово-цинковыми рудами, где он представлен главным образом сфалеритом. В виде примеси цинк установлен в других сульфидах и типах руд.

Кроме описанных элементов в рудах месторождения установлены также небольшие примеси галлия, германия, таллия, никеля, кобальта, сурьмы и молибдена.

Таким образом, в рудах Арманиссского месторождения практический интерес могут представить медь, свинец, цинк, золото, серебро, висмут, кадмий, индий, селен и теллур.

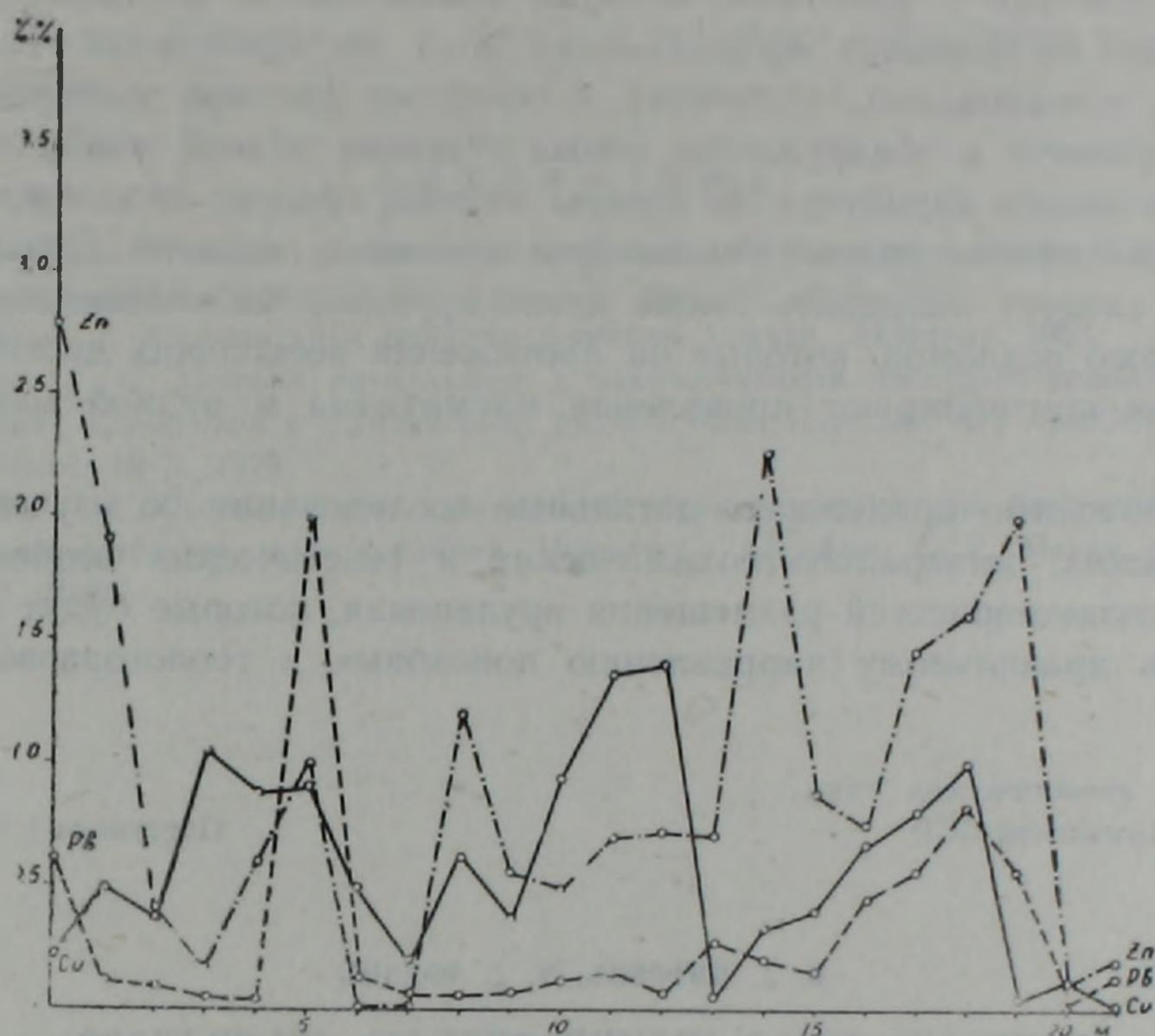


Рис. 6. Характер распределения главных рудообразующих элементов в рудном теле I (по кв. 14, шт. 2).

### 5. Заключение

Арманиссское месторождение принадлежит к гидротермальной генетической группе, формации золотосодержащих медно-полиметаллических руд. Рудная минерализация приурочена к участкам проявления эоцен-олигоценых вулканогенных пород и прорывающих их гранитоидных интрузий субвулканической фации.

Важнейшим рудоконтролирующим фактором, наряду с рудогенерирующим очагом, является наличие крупного разрывного нарушения взбросового характера, проникшего на большие глубины и послужившего в качестве рудоподводящего канала для восходящих гидротермальных растворов. Кроме того рудоконтролирующими являются вулканические сооружения и сопряженные с главным разломом структуры разрывного и сколового характера.

По минеральному составу и структурно-текстурным особенностям руд, гидротермальным изменениям рудовмещающих пород, а также по парагенетической связи с субвулканическими образованиями, малыми интрузиями среднего-кислого состава постэоценового времени и мощности надрудной покрывки пород, оруденение формировалось на малых

глубинах при низко-средних температурах. Возраст оруденения относится к верхнеэоцен-нижнемиоценовому времени.

Перспективы месторождения главным образом связаны с глубокими горизонтами и флангами, которые полностью не изучены. Особого внимания заслуживает приразломная зона месторождения. Изучение южных, юго-западных, восточных и северных флангов месторождения могут привести к обнаружению новых участков рудной минерализации промышленного характера. В первую очередь следует продолжать изучение выявленных рудных тел по простиранию и падению. Дальнейшие работы следует направить также вдоль крупных Чибухлинского и Арманисского разломов, которые на протяжении нескольких десятков километров контролируют проявление магматизма и рудной минерализации.

Необходимо продолжать детальные исследования по изучению геологических, минералого-геохимических и генетических особенностей руд и закономерностей размещения оруденения, которые будут способствовать правильному направлению поисковых и геологоразведочных работ.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 1. III. 1983.

Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Գ. Հ. ՓԻԶՅԱՆ

## ԱՐՄԱՆԻՍԻ ՊՂԻՆՁ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Հոդվածում քննարկվում են Արմանիսի հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքի, ստրուկտուրայի, հանքայնացման պրոցեսի ստադիական զարգացման, հանքանյութերի միներալային, երկրաքիմիական առանձնահատկությունների, առաջացման պայմանների և հեռանկարների հարցերը: Հեղինակները հանգում են այն եզրակացության, որ հանքավայրը պատկանում է ոսկի պարունակող պղինձ-բաղամետաղային հանքանյութերի ֆորմացիային և առաջացել է ցածր-միջին ջերմաստիճանային պայմաններում, փոքր խորությունների վրա, հանքառաջացման բազմաստադիական պրոցեսի ընթացքում՝ պարագենետիկորեն սերտ կապված լինելով վերին էոցեն-ստորին միոցենի հասակի միջին և թթու կազմի սուբհրաբխային ու փոքր ինտրուզիաների հետ:

Sh. H. AMIRIAN, G. H. PIDJIAN

## THE ARMANIS COPPER-POLYMETALLIC ORE DEPOSIT

### Abstract

The problems of geological structure, ore deposition, ore forming process stages, ores mineralogical-geochemical and textural-structural peculiarities, forming conditions and prospects of Armanis ore deposit are considered

in this paper. It is established the ore deposit to belong to auriferous copper-polymetallic formation of ores, It is formed at low-middle temperatures, at shallow depths and is paragenetically connected with subvolcanic and small intrusions of moderate-acidic composition during Upper Eocene—Lower Miocene as a result of polystage ore-forming process.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Амирян Ш. О.* Новое в минералогии и геохимии Арманисского золото-сульфидного месторождения. Доклады АН Арм.ССР, том. IV, № 2, 1972.
2. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат. 1958.
3. *Мовсисян Р. С.* Условия локализации и закономерности пространственного размещения оруденения в Арманисском рудном поле. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1979.
4. *Мовсисян Р. С.* Геологическое строение и особенности структуры Арманисского полиметаллического месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1980.

УДК: 552.122(479.25)

А. И. КАРАПЕТЯН, О. П. ГУЮМДЖЯН, Э. М. НАЛБАНДЯН

## О РОЛИ ЦЕОЛИТИЗАЦИИ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОЛОСЧАТОСТИ ДАЕК БАССЕЙНА Р. ЛАЛВАР АРМЯНСКОЙ ССР

Полосчатые дайки характеризуются ритмичным чередованием параллельных полос, которые различаются минеральным составом, структурой, цветом и происхождением. Лейкократовые полосы сложены пироксен-цеолитовыми миксометасоматитами, а меланократовые—магматическими породами базальтоидного состава. В статье доказывается метасоматическое происхождение светлых и реликтовый характер темных полос. Формирование наблюдаемой полосчатой структуры обусловлено поствулканической гидротермальной цеолитизацией.

В юрских вулканогенных толщах Алавердского рудного района дайки базальтоидного состава (базальтовые, андезито-базальтовые, диабазовые и долеритовые порфириты) имеют широкое развитие. Из их числа на территории бассейна р. Лалвар, в пределах Кошабердской палеокальдеры, очень часто встречаются крутопадающие ритмично-сложенные осветленные симметрично-полосчатые тела.

Базальтовые и диабазовые порфириты и образовавшиеся по ним в результате цеолитизации симметрично-полосчатые дайки имеют широкое распространение внутри всего юрского разреза: дебедской, кошабердской и шахтахтской толщ. Более ста полосчатых даек встречаются по обоим бортам р. Лалвар, на склонах г.г. Дарк, Шахтахт и Воскесар, вблизи г. Алаверди, особенно в среднем течении р. Лалвар.

По Г. А. Казаряну [2] полосчатые структуры в дайках Алавердского района имеют первичное происхождение и связаны с явлениями дифференциации и ассимиляции в обогащенной летучими движущейся магме.

Новые данные, полученные авторами настоящей статьи при изучении низкотемпературного метаморфизма юрских вулканогенных толщ, в частности, цеолитизированных вулканитов и жильно-магматических пород, позволили переоценить прежние представления о строении и составе симметрично-полосчатых даек и связать возникновение линейно-параллельных полосчатых структур в дайках с поствулканической цеолитизацией.

В рассматриваемых полосчатых дайках отмечается ритмичное чередование параллельных полос, которые различаются минеральным составом, структурой и цветом. Светло-серые или лейкократовые полосы сложены метасоматическими породами, состоящими из цеолитов с реликтовыми минералами (пироксен, магнетит и др.), а темно-серые или меланократовые полосы сложены первично-магматическими породами—базальтовыми, андезито-базальтовыми, диабазовыми порфиритами, про-

плитизированными в различной степени, с селадонитом, хлоритом, пренитом и кальцитом.

Прежде чем перейти к описанию полосчатых даек и интерпретации данных с целью проиллюстрировать роль цеолитизации в проявлении или образовании структур, приведем некоторые общие наблюдения над цеолитизированными площадями вмещающих вулканогенных толщ и жильно-малматических пород. Во-первых, цеолитизация проявляется локально, охватывая ограниченные площади в юрском разрезе, распространяясь крайне неравномерно и с различной интенсивностью. Далее, для цеолитизации решающее значение имеет литологический и структурный контроль: развитие исключительно внутри контуров дайки и полное отсутствие за ее пределами или наоборот, приуроченность к продольным трещинам в дайках и отсутствие в поперечных. В средне- и крупнообломочных туфах цеолиты замещают цементирующее вещество, избегая относительно крупные обломки. Цеолитизация продвигается по многочисленным фронтам одновременно, в двух противоположных направлениях, в частности, в сторону контактов дайки (внешние границы слоеподобных меланократовых, реликтовых полос «неподвижные», обычно более резкие и прямолинейные, чем внутренние). Наконец, в результате цеолитизации в сфероидальных глыбах шаровых лавовых потоков и дайках базальтоидного состава проявляются своеобразные ритмичные концентрически-зональные и линейно-параллельные структуры (рис. 1, а, с, 2, б, 3, д, е). Последние внешне напоминают структуры полосчатых кислых стекловатых вулканических пород: фельзитовых даек и некков. Однако природа этих структур в рассматриваемых полосчатых дайках базальтовых и диабазовых порфиритов совершенно иная.

*Краткая петрографическая характеристика и химический состав полосчатых даек.* Базальтовые порфириты под микроскопом микропорфировые, сериально-порфировые с интерсертальной, долеритовой, реже диабазовой и микролитовой структурами основной массы. Вкраплениями таблитчатых кристаллов лабрадора (20%) и короткопризматических кристаллов клинопироксена (4%) рассеяны в мелкозернистой основной хлорит-селадонитизированной, слабо карбонатизированной и аргиллизированной массе, которая сложена из беспорядочно ориентированных лейстов плагиоклаза (21%), изометричных относительно мелких зерен авгита (18%). В интерстициях между диабазово расположенными лейстами плагиоклаза, кроме скоплений мелких зерен пироксена, есть селадонит и хлорит. Они отмечаются также в изолированных, неправильных и изометричных участках перекристаллизации. Порода пропитана мелкими ангедральными зернами, реже пылью магнетита (4%). Вторичные минералы представлены радиально-лучистыми, сферолитовыми, чешуйчатыми, толкозернистыми или массивными агрегатами хлорита (9%), пластинками, чешуйками и тонкозернистыми агрегатами голубовато-зеленого селадонита (15%), кальцитом (4%), гидросерицитом, каолинитом, кварцем, пренитом и цеолитом (по 1%). Агрегаты гидрослюд с каолином сосредоточены в неправильных, округлых или

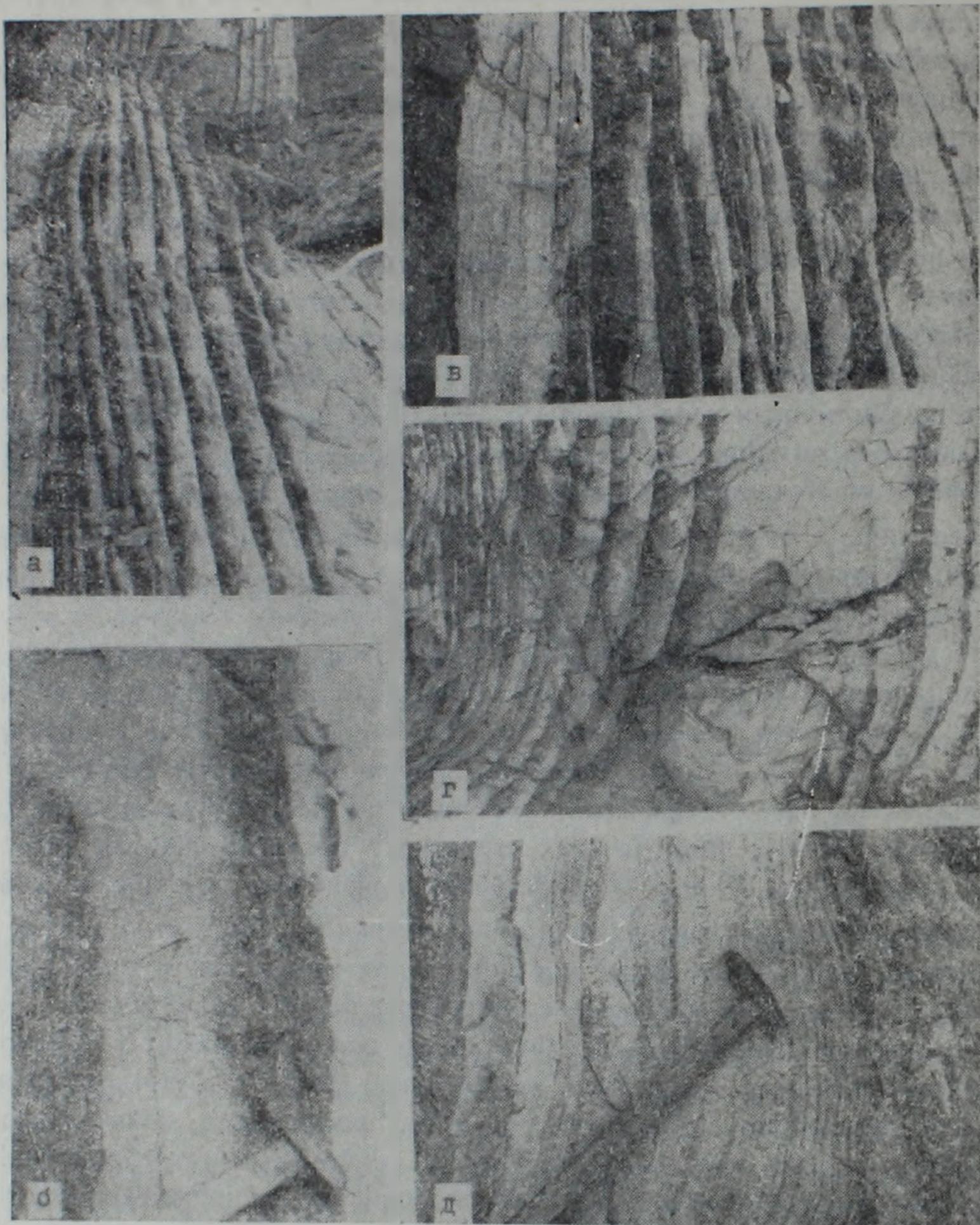


Рис. 1. Ритмично-полосчатые структуры, сформировавшиеся при цеолитизации в базальтоидных дайках. *а.* Ритмично-полосчатая или реликто-структурная дайка. Слои течения, проявленные вследствие цеолитизации, круто падают вправо, параллельно контактовой поверхности, причем число слоев на стороне лежащего бока больше. *б.* Участок ритмично-полосчатой дайки показан при большом увеличении. Пример вкрапленных (темная полоса) и антивкрапленных (светлая полоса) метасоматитов. *в.* Часть цеолитизированной ритмично-полосчатой дайки. Контакты между темными, магматическими (антидайками) и светлыми, метасоматическими полосами (метадайками) резкие, местами постепенные. Внешние границы темных полос более резкие, чем внутренние. *г.* Места изгибов полосчатых даек. Параллельные слои веерообразно расходятся. В центральной цеолитизированной зоне видны концентрически-зональные структуры. *д.* Ритмично-полосчатое строение лейкократовых полос. Линейно-параллельные и ленточные структуры сложены реликтовыми темпоцветными минералами и новообразованными цеолитами.

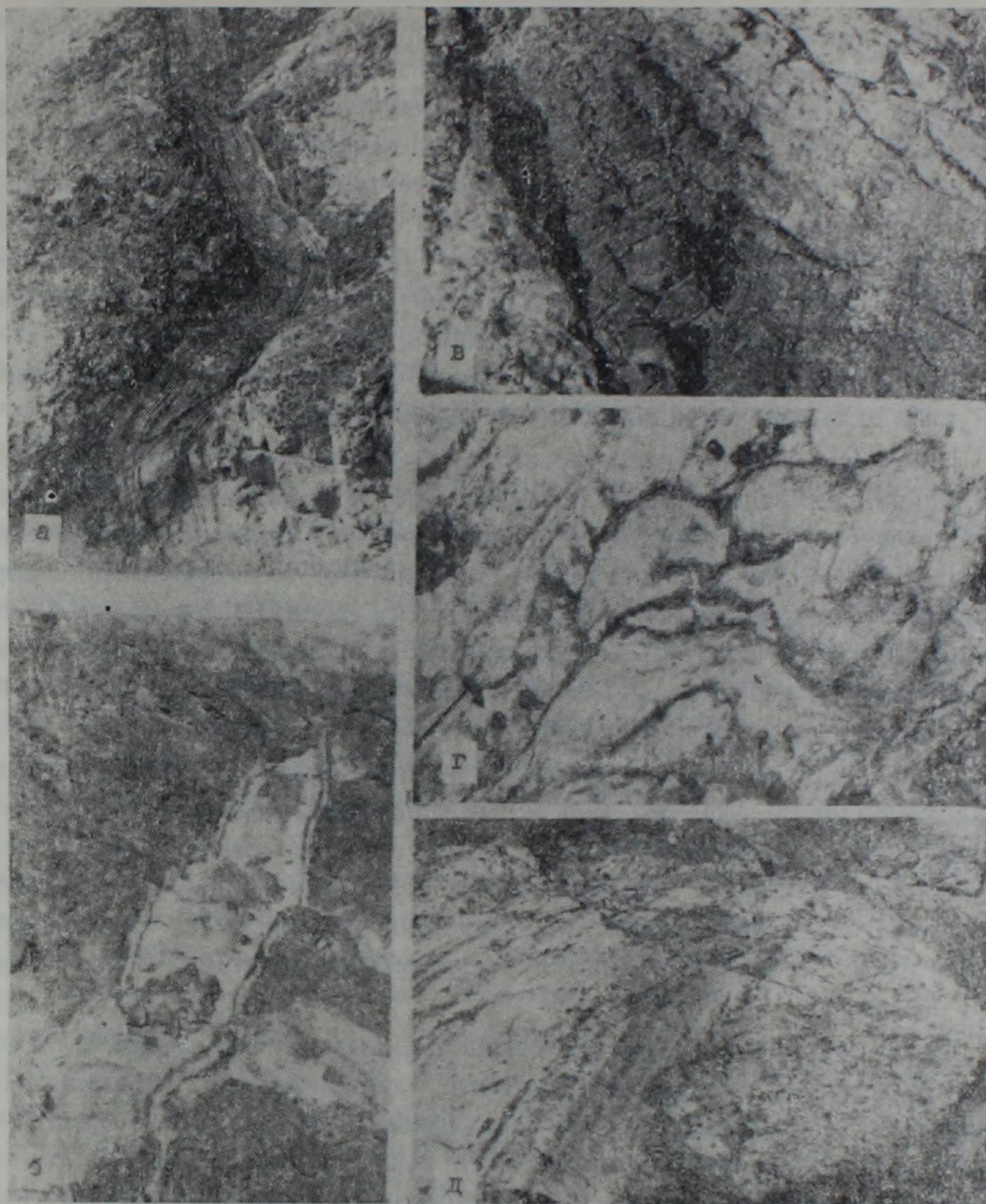


Рис. 2. Ритмичные структуры в цеолитизированных дайках, пирокластах и шаровых лавах. а. Симметричная, ритмично-полосчатая, S-образная крутопадающая дайка среди туфов и шаровых лав нижнебайосской дебедской толщи. Правобережье р. Лалвар. б. Цеолитизированная симметрично-полосчатая дайка внутри пропилитизированных лавобрекчий. Краевые реликтовые полосы сохранились внутри пироксен-цеолитового миксометасоматита и параллельны контактам дайки. По центральной части прослеживается умеренно цеолитизированная зона. в. Массивная, без видимых структур магматического течения дайка базальтового порфирита в цеолитизированных пирокластических образованиях. г. Строение потоков цеолитизированных шаровых лав. На фоне их видны изородные тела, угловатые обломки нецеолитизированных базальтов. Корки закалывания на сфероидах также не цеолитизированы. д. Туфопесчаники, включающие крупные обломки вулканических пород, которые сохраняются в своем первоначальном, пропилитизированном виде, на фоне цеолитизированного псаммито-псефитового цемента.

миндалевидных порах размером менее 0,2—0,3 мм или развиваются по полевым шпатам в виде агрегатных псевдоморфоз.

Цеолитизированные базальтовые порфириты или пироксен-цеолитовые миксометасоматиты отличаются от магматических даек и меланократовых реликтовых полос наличием цеолитов в большом количестве (более 50—60% в крайне интенсивно метаморфизованных типах), отсутствием или резко сокращенным количеством плагиоклаза, пониженным содержанием селадонита и хлорита, а также новообразованными микроструктурами перекристаллизации (радиально-лучистыми, сноповидными, мозаичными, ксенобластовыми). Основная масса представлена агрегатами цеолитов, реликтовым пироксеном (примерно 18—25%), селадонитом, хлоритом (до 15—20%) и магнетитом. Местами в ней наблюдаются неправильные пластинки кальцита.

По своим оптическим константам ( $-2v = 30—40^\circ$ , положительное удлинение, пересекающиеся примерно под  $90^\circ$  в зоне (001) плоскости спайности и др.) и рентгенметрическим данным большинство цеолитов отвечает ломонтиту и леонгардиту. Они слагают тонкокристаллический, неравномерnozернистый агрегат с размерами зерен 0,01—0,12 мм, иногда и больше (редко до 3—4 мм). Ломонтит и леонгардит—наиболее распространенные цеолиты не только в полосчатых дайках, но и вмещающих массивных и шаровых лавах, пирокластах. Встречаются также стильбит, эпистильбит, морденит, сколецит и гейландит. Локализуются в лейкократовых полосах, рассеяны в основной массе пород, почти всегда в виде тонких прожилков, сеток и койкилбластов, замещающих плагиоклазы и хлорит. Это затрудняет рентгенометрическое исследование цеолитов. В эффузивных породах иногда заполняют микроскопические поры, жеодки или миндалины размером менее 0,2—0,3 мм, редко 1—2 мм.

Цеолиты представлены преимущественно пластинчатыми, пластинчато-зернистыми, радиально-лучистыми, сноповидными, волокнистыми агрегатами и столбчатыми, призматическими монокристаллами с простыми и перекрещенными двойниками. Агрегаты цеолитов представлены также гетеробластовыми, ксенобластовыми зернами с извилистыми, зубчатыми контурами и мозаичным погасанием. Они появляются в качестве продуктов гидротермального изменения плагиоклазов, а также хлоритов и селадонитов, следуя, таким образом, во времени за пропилитизацией. Часто внутри цеолитов отмечаются очень мелкие реликты хлорита, гаснущие одновременно и напоминающие графические структуры или пертиты замещения. Форма зерен ломонтит-леонгардита призматическая, обычно изометричная, в зоне (001) с двумя следами спайностей напоминает пироксен.

Химические составы полосчатых даек, реликтовых и цеолитизированных полос, а также массивных даек базальтоидного состава приведены в табл. 1. Характер химического изменения по приведенным данным не вполне ясен, так как дайки до цеолитизации были пропилитизированы в различной степени, и часть из них аргиллизирована до и после цеолитизации. Из таблицы видно, что при цеолитизации в хими-

ческом составе исходных пород существенных изменений не происходит. Количество цеолитов, которые развиваются преимущественно по плагиоклазам и частью по хлоритам, непостоянно. Обычно содержание цеолитов 20—30% и достигает максимума в отдельных очень интенсивно цеолитизированных полосах, где составляет иногда до 60% объема породы. Непостоянны и содержания хлорита, селадонита, кальцита, кварца и других вторичных минералов в исходных пропилитизированных породах. Поэтому обогащение породы кальциевыми цеолитами (ломонтитом, сколецитом и др.), преимущественно за счет основного плагиоклаза, не сказывается на химическом составе новообразованных пироксен-цеолитовых миксометасоматитов. Несмотря на сложность состава исходных пород, все-таки можно говорить о привносе воды, кальция и выносе натрия, алюминия и железа в некоторых наиболее интенсивно цеолитизированных типах пород.

*Строение цеолитизированных метасоматитов в вулканогенных толщах и дайках.* Исследование площадей развития цеолитизированных даек показывает, что цеолитизации одновременно подвергаются и вмещающие породы—потоки массивных и шаровых лав, агломератовых и глыбовых туфов, базальтов и андезитов. Цеолитизация наложена и отчетливо сечет прослой и пачки вулканогенно-пирокластической толщи, часто пересекает границы даек и вмещающих пород. Внутри глыб светлые и темные тонкие полоски расположены концентрически-зонально, параллельно формам шаров, глыб или подушек (рис. 2, д, 3, д, е).

Шаровые лавы бассейна р. Лалвар представляют собой скопления сферондальных, округлых, эллипсоидальных или вытянутых, неправильных глыб, соединяющихся узкими каналами межшаровой лавы. В этих телах в результате цеолитизации подчеркивается первичное сферондальное строение: выявляются концентрически—зональные текстуры в поперечном сечении (рис. 3, д, е) и меланократовые микрозернистые, стекловатые, пропилитизированные, очень слабо цеолитизированные корки закалывания (рис. 2, д, 3, с). Устанавливается при этом, что сфероиды составляют до 90% объема всей породы, а остальное—цементирующая лава. На рисунках хорошо виден характер сопряжения сферондов лавового потока. Границы большинства сферондов достаточно четкие, но местами неясные, сливаются и переходят в сплошной базальтовый поток. Общая черта состава цеолитовых метасоматитов—наличие цеолита, реликтов пироксена, селадонита, хлорита, магнетита и плагиоклаза. Лейкократовые цеолитовые метасоматиты содержат до 50—60% кристаллов цеолита. Они образуются при замещении преимущественно плагиноклазов и частью интерстициального стекла или продуктов его девиатрификации-селадонита и хлорита. При цеолитизации пироксены и магнетиты не изменяются. Характерные петрографические признаки вторичной минерализации—агрегатные псевдоморфозы по вкрапленникам плагиноклазов, пересечение и уничтожение цеолитами первичных структур основной массы, реликты селадонита и хлорита внутри агрегатов цеолита, часто в виде пертитов замещения, понижение содержания или полное исчезновение карбонатов, стремление цеолитов распределяться,

Химические составы базальтоидных и цеолитизированных ритмично-полосчатых даек бассейна р. Лалвар

Окислы	53	173	6к	10к	17к	107	108	109	162	39	146	152	154	159	160	161	170
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	I					II				III							
SiO <sub>2</sub>	43,60	40,20	45,13	51,56	46,83	45,81	50,98	50,11	50,52	47,26	51,76	47,07	47,47	47,87	52,04	49,10	46,60
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,08	0,63	0,88	0,37	0,80	0,80	1,00	0,97	0,80	0,80	0,60	0,80	0,80	0,80	0,87	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,50	19,87	19,52	17,98	18,50	17,45	18,12	16,73	17,41	18,52	14,21	20,41	16,39	17,90	16,00	17,40	16,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	0,56	4,20	2,28	4,93	2,23	1,34	2,91	3,22	2,8	2,45	1,80	2,97	3,49	1,66	2,90	3,57
FeO	7,66	11,20	7,33	6,52	7,12	5,95	5,39	5,11	4,59	6,53	4,28	5,93	4,28	4,82	6,24	4,88	5,45
MnO	0,12	0,19	0,16	0,13	0,20	0,05	0,05	0,05	0,17	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,15	0,16
CaO	12,61	7,83	10,02	5,10	7,30	11,20	9,25	10,35	9,46	10,08	9,51	8,96	10,08	10,09	9,25	9,51	11,03
MgO	8,12	8,93	5,69	4,02	5,38	8,48	6,73	6,52	5,84	6,57	5,60	5,91	5,08	6,51	6,27	7,27	8,03
Na <sub>2</sub> O	2,00	2,70	1,55	4,60	2,66	1,70	2,70	2,20	3,30	2,00	3,00	1,30	2,10	1,80	2,30	2,30	1,50
K <sub>2</sub> O	0,18	0,11	0,28	0,32	0,62	0,08	0,18	0,18	0,32	0,09	0,63	0,12	0,22	0,10	0,18	0,20	0,08
H <sub>2</sub> O	0,48	0,40	—	0,59	—	0,84	0,82	0,70	0,50	0,78	0,81	1,17	1,25	1,17	0,76	0,79	0,83
п. п. п.	1,13	1,65	5,41*	5,54*	5,98*	2,84	2,38	2,83	1,69	3,42	2,68	5,10	5,07	3,92	1,96	2,18	3,42
CO <sub>2</sub>	4,75	5,80	—	—	—	3,08	1,84	1,76	1,23	2,02	1,67	2,02	5,01	2,20	3,08	3,08	2,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,13	—	0,03	—	0,06	0,06	0,06	0,13	0,06	0,06	0,09	0,09	0,06	0,06	0,16	0,13
Σ	190,77	100,65	100,95	99,55	99,9	100,58	100,64	100,51	99,35	101,56	100,50	100,53	100,79	100,78	100,65	100,69	100,70

Примечание: I. Меланократовые полосы или реликтовые изверженные породы базальтоидного состава. II. Мезократовые полосы или умеренно цеолитизированные породы. III. Лейкократовые полосы или пироксен-цеолитовые миксомегасоматиты; 9, 14, 15, 16—цеолитизированные различные полосы внутри S-образной дайки на правом борту р. Лалвар; 6, 7, 8—цеолитизированные породы из различных даек на юго-западном склоне, г. Воскесар; 6к, 10к, 17к—дайки диабазовых и андезитовых порфиритов бассейна р. Лалвар (Казарян, 1971).

\*п. п. п. +CO<sub>2</sub>



Рис. 3. Ритмичные структуры в цеолитизированных дайках и шаровых лавах. *а.* Начальная стадия цеолитизации дайки базальтового порфирита. Следует обратить внимание на слабо заметные, не контрастные разноцветные полосы, неравномерную цеолитизацию внутри и вне дайки, резкие переходы от интенсивно цеолитизированных участков в неизмененные. *б.* Интенсивно цеолитизированная симметрично-полосчатая дайка в процеолитизированных туфах дебедской толщи. «Слон течения» или полосчатые структуры замыкаются в виде антиклинальной складки. Левый борт р. Лалвар. *в.* Цеолитизированные шаровые лавы дебедской толщи нижнего байоса. Видно концентрически-зональное строение сферондов и интенсивная цеолитизация всего объема их, а также более плотные нецеолитизированные корки закалывания сферондов шаровых лав. *г.* Цеолитизированные шаровые лавы. Цеолитизация наложена на сформированный поток шаровых лав и контролируется следами поверхностей кристаллизации сферондов. *д.* Участок шаровых лав показан при большом увеличении. Сферондальные глыбы имеют концентрически-зональное строение, обусловленное перемежаемостью светлых (цеолитизированных) и темных (реликтовых) зон. В верхнем правом углу различается участок потока нецеолитизированного, базальтового порфирита.

в виде серии полос и тонких прямых линий (в базальтоидных дайках) или concentрически-зональных линий и кружевных структур (в глыбах шаровых или подушечных лав). Кроме того, цеолитизация приводит к осветлению темноцветных пород, распространяется неравномерно, резко или постепенно переходит в свежие или пропилитизированные типы пород, в некоторых случаях пересекает границы различных изверженных тел и прослоев пирокластических пород.

Иллюстрации ритмично-полосчатых даек и concentрически-зональных глыб шаровых лав ясно показывают характер развития цеолитизации. Это прежде всего четкое, параллельное стенкам последовательное чередование светлых и темных слоеподобных полос, прослеживаемое на десятки и сотни метров по простиранию даек. Ширина меланократковых полос варьирует от нескольких миллиметров до 15—20 см, причем максимальная мощность этих структур внутри наиболее мощных даек (~5 м) не превышает 25—30 см. Мощность светлых или лейкократовых полос больше и в центральных частях некоторых даек достигает 1,8—2,0 м. Каждая достаточно широкая лейкократовая полоса в свою очередь состоит из ритмичного чередования тонких полосок и линейных структур, параллельных по отношению к общей полосчатости и контактовым поверхностям дайки. Темноцветные реликтовые минералы—пироксены, магнетит, селадонит и хлорит расположены линейно или линейно-прерывисто.

В каждой цеолитизированной дайке устанавливаются плоско-параллельные структуры и слои «течения». Различаются согласные, параллельные контактам структуры, которые располагаются преимущественно ближе к краям дайки, и несогласные структуры, обнаруживаемые в центральных частях внутри зон лейкократовых метасоматитов. Границы слоеподобных полос могут быть постепенными (рис. 1, б) или резкими (рис. 1, а, с). Значительно варьируют мощность и протяженность слоев «течения», которые, как правило, являются прямыми, изогнутыми или складчатыми в местах резких изгибов и других неровностей контактовых поверхностей. Соседние полосы параллельны друг другу, но в местах резких изгибов веерообразно расходятся (рис. 1, д), могут разветвляться, едва нарушая общий параллелизм, и исчезнуть резко или постепенно. Внутри цеолитовых метасоматитов часто реликтовые (меланократовые) полосы по простиранию кончаются постепенно, клинообразно, или более резко и тупо. В центральных частях даек собранные в складки линейные или concentрически-зональные структуры очень разнообразны по виду—эллипсоидальные ячейки с ровными кольцами, ломаными линиями, изоклинальными складками и т. д. Они образовались во время течения магмы, при расслоении поперечно простиранию дайки (рис. 1, д). Вдоль линии расположены реликтовые минералы исходной пропилитизированной породы—пироксена, магнетита и селадонита, на фоне интенсивно цеолитизированных плагиоклазов. Эти структуры являются вторичными, т. е. они проявляются или возникают вследствие цеолитизации первично-однородных или скрытоструктурных (скрыто-полосчатых) изверженных пород.

### *Примеры цеолитизированных ритмично-полосчатых даек.*

Идеальным примером, иллюстрирующим строение ритмично-полосчатых даек, является мощная дайка на правом борту р. Лалвар, несколько выше устья р. Алаверди (рис. 2, а). Она детально изучена и характеризуется наиболее типичными признаками полосчатых реликто-останцевых метасоматитов. Эта дайка базальтового порфирита пересекает различные пачки туфов, лавобрекчий и сферондальных лав. Мощность ее 5 м. Она обнаруживает исключительно четко выраженные слоеподобные, плоскостные и линейные структуры «течения» вдоль стенок и значительно глубже (рис. 1, а, с, 2, а). Параллелизм слоев и линии «течения» сохраняется и тогда, когда дайка меняет свое направление, сужается или расширяется, в этих местах структуры расходятся веерообразно, а затем снова располагаются параллельно между собой и по отношению к контактам (рис. 1, д). На каждой стороне протягиваются по 5—9 меланократовых полос мощностью от 5 до 20—30 см на светлом фоне цеолитизированных пород. В центральной части дайки находится зона массивного пироксен-цеолитового миксометасоматита мощностью 1,8—2,0 м. Породы аналогичного состава протягиваются также непосредственно вдоль обеих контактовых линий. Мощность этих полос 0,5—0,6 м. Контакты между светлыми и темными полосами могут быть как резкими, так и постепенными. Кристаллы первичных минералов пироксена или плагиоклаза своими наиболее длинными гранями не ориентированы параллельно плоскости слоев и контакту даек. Но внутри цеолитизированной зоны реликтовые темноцветные минералы (пироксен, селадонит, магнетит) располагаются исключительно ровно вдоль параллельных линейных структур (рис. 1, е).

Меланократовые полосы имеют состав и структуры базальтового порфирита. Под микроскопом характеризуются интерсертальной, местами долеритовой и диабазовой структурами. Вкрапленники плагиоклаза и пироксена включены в основную массу, которая состоит из микролитов и неколко более крупных лейстов и призмочек плагиоклаза, неправильных, изометричных мелких зерен пироксена и магнетита в их интерстициях. Среднее содержание пироксена около 25%, магнетита—4%. Среди основной массы отмечается большое количество селадонита (около 10—15%), хлорита (примерно 5—10%), иногда кальцита (менее 5%) и кварца. Минералы селадонита и хлорита слагают изолированные друг от друга клиновидные, неправильные, изометричные участки в интерстициях кристаллов плагиоклаза и пироксена. Иногда в этих промежутках отмечаются единичные кристаллы цеолитов, нарастающие на грани вкрапленников плагиоклазов.

Лейкократовые зоны по вещественному составу и структурам резко отличаются от темных полос. Цеолиты в них широко развиты. Обычно кристаллы плагиоклаза полностью замещены цеолитами. Среднее содержание их в интенсивно цеолитизированных зонах около 50—60% объема породы. Агрегаты цеолитов и отдельные кристаллы наложены на минералы магматической породы, преимущественно плагиоклазы и частью селадониты и хлориты. Цеолиты распределены более или менее

равномерно, занимают изометричные участки диаметром в 2—3 мм на фоне незамещенных пироксенов и части хлорит-селадонитового вещества, представлены преимущественно ломонитом и леонгардитом. Образуют сростки, призматические кристаллы. Имеют мозаичное погасание в зоне (001) и следы линий совершенной спайности по (010) и (110), пересекающихся под углом около 90°. Внутри цеолитовых агрегатов отмечается большое количество листочков и чешуек хлорита, селадонита, а также гидрослюды и неправильные зерна кальцита. Кальцит поздний и проникает по микроскопическим трещинкам. Светлые гидрослюды развиваются по хлорит-селадонитовому веществу. В основной массе иногда отмечаются агрегаты пренита в ассоциации с хлоритом и селадонитом. Местами пренит также замещается цеолитами. Пироксены устойчивы, обычно они не хлоритизируются и не разрушаются при цеолитизации. Содержание их в цеолитовых метасоматитах остается неизменным по сравнению с первичными породами или реликтовыми меланократовыми полосами.

В каждой цеолитизированной зоне этой 5-метровой дайки можно отметить сильную или слабую линейность темноцветных минералов первичной породы, которые расположены параллельно контактам. Некоторые линейные структуры в центре дайки изоклиinally смяты в складки, крылья которых располагаются параллельно контактам. Нередко в центральной цеолитизированной зоне (всегда наиболее широкой) эти линейные и тонкополосчатые структуры образуют замкнутые, концентрически—зональные, эллипсоидальные структуры с ровными или извилистыми, ломаными линиями (рис. 1, д).

Другой пример полосчатой дайки представлен на рис. 3, б. Мощность дайки примерно 2,0 м. Она находится в туфах байоса и цеолитизирована полностью. На этом осветленном фоне мезократовые, менее интенсивно цеолитизированные полосы, параллельные контактам, соединяются, образуя структуры с арочной ориентировкой реликтовых темноцветных минералов или структуры, похожие на изоклиinally складки. Далее располагается другая изоклиinally складка, обратная предыдущей. Таким образом, вдоль простирания дайки отмечаются мезократовые полосы, замкнутые с двух сторон структурами с арочной ориентировкой темноцветных минералов. Длина одной такой ячейки 15—20 м, при ширине 0,8—1,0 м.

На левом борту р. Лалвар часто встречаются дайки базальтовых порфиритов, в которых цеолитизированные участки развиты на ограниченных площадях крайне неравномерно, в виде прерывистых линий, пятен, гнезд или целочек между двумя продольными плоскостями раскола. Большая часть объема даек нецеолитизирована, массивна, т. е. внешне бесструктурна (рис. 2, с). Полосчатые структуры отмечаются только в светлых частях, которые при переходе в неизменные базальтовые порфириты исчезают. Эти линейно-параллельные структуры не зависят от контуров цеолитизированных площадей или блоков. Они всегда параллельны контактовым поверхностям дайки, но не границам цеолитизированных блоков. По простиранию внутри дайки быстро и

резко меняется степень контрастности ритмичных слоев. Однако границы их, несмотря на слабое проявление цеолитизации, резкие и прямолинейные. Ясно видно, что эти структуры возникли за счет замещения макроэкопически однородных, массивных базальтов при широком участии диффузионных процессов и развитии метасоматоза одновременно по целой серии плоскостей раскола или продольных прототектонических трещин. Наблюдаемая прерывистая, слабо контрастная полосчатость, затухание ее и переход в массивные изверженные породы, резкие колебания интенсивности цеолитизации вдоль и вкрест простирания даек — результат незавершенности и быстрого прекращения процесса гидротермального метаморфизма (рис. 3, а). В этих дайках цеолитизированные участки со слабо заметной полосчатостью характеризуются низким содержанием цеолитов (от 2—3 до 10—15%). Цеолитизация развивается неравномерно и во вмещающих вулканогенно-обломочных породах. Внутреннее строение пластов крупнообломочных и агломератовых туфов наиболее четко выражено на цеолитизированных площадях. Благодаря цеолитизации заметными и четкими становятся многие детали сложения пирокластических образований, текстурные особенности отдельных агломератов, глыб, вулканических бомб, особенно в тех местах, где они переслаиваются с массивными лавовыми потоками.

Процесс, подобный описанному, есть типичный цеолитовый метасоматизм, поскольку не только дайки, но одновременно с ним и вмещающие пирокластические породы подвергаются его воздействию, контролируемому определенными структурами. Из сказанного о полосчатых дайках следует, что цеолиты являются послемагматическими минералами, образовавшимися при гидротермальном метаморфизме вулканогенной толщи. Доказательством этого является обычно наблюдаемая полосчатость, которая исчезает при переходе к свежим породам, резко изменчивое содержание цеолитов (от 1 до 50—60%) в светлых слоях, развитие цеолитов за пределами дайки во вмещающих пирокластических породах, лавовых потоках, а также замещение не только вкрапленников и микролитов плагиоклаза, но и хлорит-селадонитового вещества, т. е. вторичных минералов пропилитов.

Крутопадающие слоеподобные полосы меланократовых реликтов базальтоидного состава и лейкократовых метасоматитов пироксен-цеолитового состава встречаются по краям всех цеолитизированных даек. Они хорошо видны во многих великолепных обнажениях даек на правом и левом бортах р. Лалвар, к северо-востоку от г. Алаверди, на юго-западном склоне г. Воскесар и т. д. Все цеолитизированные дайки основного состава обнаруживают сходный тип плоскостного параллелизма и полосчатости. Наблюдаемое вдоль контактов многих даек ритмично-полосчатое расположение выдерживается на большие расстояния, на десятки и сотни метров непрерывно. Полосчатые дайки отличаются общим рисунком, числом, мощностью полос и различной степенью изменения.

На основании изложенного о составе и строении полосчатых структур даек можно сделать следующее обобщение. Эти необычные ритмич-

но зональные структуры, где последовательно чередуются полосы магматического (базальт, диабаз и др.) и метасоматического происхождения (пироксен-цеолитовый миксометасоматит), не являются структурами течения в строгом смысле, т. е. это не результат расслоения магм. Минеральный состав светлых полос и особенности развития цеолитов внутри даек показывают, что полосчатость обусловлена метасоматозом и обязана механизму этого процесса. Однако проявленные структуры по характеру, морфологии и ориентировке указывают на то, что цеолитизация направляется по определенной, заранее существующей структуре магматической породы, что последняя не была первично совершенно однородной и бесструктурной, как могло показаться. Геометрия структурного рисунка базальтовых и диабазовых порфиритов и других вулканических пород (потоков массивных и шаровых лав) была заложена при кристаллизации магм. Цеолитизация избирательно подчеркнула и сделала доступной для наблюдения неувидимые структуры свежих типов магматических пород.

*Происхождение полосчатых даек или реликто-структурных метасоматитов.* Изучение цеолитизации внутри даек показало, что для ритмично-полосчатых структур реликто-останцевых метасоматитов можно предложить два возможных механизма формирования: первый—цеолитизация развивается по первично-однородной, бесструктурной среде, и ритмичная полосчатость в этом случае является результатом диффузионного метасоматоза, второй—цеолитизация развивается по первично-неоднородной среде со скрытой расслоенностью и открытыми линейно-параллельными структурами течения и, следовательно, ритмичная полосчатость является унаследованной.

Петрографическим изучением установлено, что исходные породы базальтоидных даек однородны (рис. 2, с). Они являются массивными, без следов первичной полосчатости и без видимых структур расслоения или течения, параллельных контактовым поверхностям. Однако цеолитизация во всех без исключения случаях выявляет структуры, параллельные стенкам даек. Существенным доказательством влияния скрытых первично-магматических структур на метасоматические являются локально цеолитизированные дайки, в которых цеолиты развиваются на ограниченных и изолированных друг от друга площадях, с неправильными или изометричными контурами. Линейно-параллельные структуры и в этом случае строго подчинены и параллельны границам даек, но не метасоматическим участкам или блокам.

Эти примеры указывают на определяющее влияние первичных структур течения и кристаллизации в канале дайки. Они контролируют диффузионный массоперенос, развитие цеолитизации по серии фронтов замещения одновременно и ритмично-зональное распределение цеолитов.

При интерпретации данных анализа ритмичных структур в дайках следует иметь в виду два момента. Во-первых, доказано экспериментально, что сложные формы ритмичных или слоевидных структур могут развиваться и по однородной среде. Согласно Г. Л. Поспелову [4], «лю-

бая форма диффузионного... переноса является структурообразующим фактором, если она комбинируется с какими-либо другими процессами—химическими реакциями, сорбцией и т. д.». Во-вторых, выше было показано, что линейно-параллельные структуры и ритмичная полосчатость в цеолитизированных дайках находятся в строгой зависимости от их контактовых поверхностей. Кроме того, так называемые массивные однородные дайки базальтовых порфиритов обладают прототектонической трещиноватостью (продольные плоскости раскола или плоскости наилучшей делимости), строго параллельной стенкам даек. Поэтому для приведенных примеров цеолитизированных даек нетрудно сказать, что на формирование полосчатости повлияли скрытые структуры магматической породы, т. к. они подчинены формам интрузивного тела. Кроме того, отчетливо видны проявления трещинного «экранирования» внутри дайки и литологического контроля по контактовым плоскостям дайки и вмещающих пород. Поперечные трещины не производят отклоняющего действия, и цеолитизация развивается только вдоль продольных плоскостей раскола. Именно плоскостями продольных трещин раскола ограничены лейкократовые метасоматические дайкоподобные полосы (метадайки) и меланократовые полосы исходной неизменной породы ((антидайки, по терминологии Г. Л. Пospelова [4], или псевдодайки, по В. Миллеру [5]) внутри цеолитизированных даек базальтовых порфиритов. Наиболее часто цеолитизация развивается по дайкам при совершенном отсутствии ее влияния на вмещающие породы. Поэтому цеолитизированные дайки очень заметны издали на фоне темно-серых, почти черных пород вулканогенных толщ юрского возраста.

Структурные признаки (линейные, плоско-параллельные слои и «слои течения») цеолитизированных даек, вероятно, генетически связаны с аналогичными структурами исходных изверженных пород. Они отличаются от структурных признаков метасоматических пород тем, что находятся в причинной связи с направлением стенок интрузивной камеры. Благодаря цеолитизации проявляются такие структурные элементы магматической стадии, которые обычными петрографическими или петроструктурными методами невозможно было установить.

Общие черты и происхождение полосчатости изучались многими геологами. Между разноцветными («черно-белыми») слоями они замечали только дифференцированность при движении магмы. Образование лейко- и меланократовых слоев, по Г. А. Казаряну, для даек бассейна р. Лалвар [2], А. Г. Казаряну и Э. В. Ананяну для полосчатых даек Кафанокского района [1] обязано кристаллизационной дифференциации. По нашему мнению, совершенное расслоение с резкими границами параллельно контактовым поверхностям в крутопадающих базальтоидных дайках не только необычно, но, по-видимому, и невозможно. Предыдущие исследователи не замечали цеолитов, а если они и были известны некоторым из них (отмечены А. Г. Казаряном в полосчатых дайках Кафанокского района), то им не придавалось никакого значения, поскольку цеолиты считались наложенными минералами. Между тем именно эта наложенная минерализация является ключом к пониманию генезиса слоеподобных полосчатых структур и внутреннего строения основных даек.

Полосчатые дайки—это в сущности реликто-структурные метасоматиты или миксометасоматиты по терминологии Г. Л. Поспелова [4], в которых структура всей дайки в целом определяется структурой реликтовых образований исходных пород (базальтовые, диабазовые порфириты и др.) и структурой метасоматических новообразований (пироксен-цеолитовые породы). Интенсивно цеолитизированные дайкоподобные полосы являются антивкрапленными миксометасоматитами, т. к. на фоне цеолитов содержатся реликтовые минералы в виде вкрапленников. В контурах одной исходной магматической дайки сочетаются некоторые структуры (лейкократовые полосы) и антиструктуры (меланократовые полосы), которые проявляются в параллельной комбинации друг с другом. Они сложены реликтовыми магматическими и новообразованными метасоматическими полосами. Первые из них (антидайки) характеризуются изверженными микроструктурами и состоят из плагиоклаза, пироксена, магнетита, вторичных минералов—селадонита, хлорита и кальцита. Вторые (метадайки) сложены цеолитами (в интенсивно цеолитизированных типах от 20 до 50—60%) и реликтовыми минералами первичной породы. В них плагиоклазы часто полностью замещены цеолитами. Пироксены с магнетитом являются устойчивыми при цеолитизации, а селадониты и хлориты замещаются частично.

Таким образом, формирование ритмичной полосчатости в цеолитизированных дайках может быть объяснено магматическими и метасоматическими факторами структурообразования. Массивные первично-однородные базальтоидные дайки, вероятно, со скрытыми линейно-параллельными структурами и скрытыми слоями течения в результате цеолитизации превращаются в реликто-структурные миксометасоматиты с общим чередованием цеолитовых новообразованных структур (метадаек) и реликтовых изверженных антиструктур (антидаек). Метадайки в свою очередь характеризуются линейно-параллельным, тонкоколенточным чередованием первичных темноцветных минералов и цеолитов. Эти структуры ритмично-полосчатых даек развиваются в тонко-пористой среде при ориентированном диффузионном массопереносе, одновременно по серии параллельных продольных плоскостей. При очень интенсивной и продолжительной цеолитизации в крайнем случае исчезает всякая полосчатость и изверженная дайка превращается в массивный пироксен-цеолитовый миксометасоматит (метадайку).

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 29. VII. 1983

Ա. Բ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Հ. Պ. ԿՈՒՅՈՒՄՉՅԱՆ, Է. Մ. ՆԱՐԱՆԻՅԱՆ

ՀԱՅԿՍՏԱՆԻ ՍՍՀ ԼԱՎԱՐ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԳԱՅԿԱՆԵՐԻ ԶՈՒԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ  
ԾԱԳՄԱՆ ՄԵՋ ՑԵՈՒԻՏԱՑՄԱՆ ԳԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բննարկվում են լավար գետի ալտուրանի տարածքում մեծ տարածում ունեցող սիմետրիկ զոլավոր դալկաների ծագման հարցերը և

դոսություն ունեցող պատկերացումների, երակային հիմնային ապարների ութմիկ զոլավորությունը մագմատիկ դիֆերենցման և ասիմիլացման արդյունք է: Այս զոլավոր դայկաները բնորոշվում են կոնտակտային մակերևույթներին դուզահեռ դասավորված «սև-սպիտակ» զոլերի ութմիկ հաջորդականությամբ և, ինչպես ապացուցվել է հեղինակների ուսումնասիրություններով, տարբերվում են միներալային կազմով, միկրոստրուկտուրաներով և ծագմամբ: Առաջին անգամը լինելով ապացուցվում է այս հազվագյուտ և ինքնատիպ կառուցվածք ունեցող դայկաների բաց գույնի զոլերի մետասոմատիկ ծագումը և մուգ զոլերի՝ հրային, մնացորդային բնույթը: Ըստ որում, սիմետրիկ-զոլավոր ըստրուկտուրաների առաջացումը պայմանավորված է մասսիվ հրային բազալտային դայկաների ետհրաբխային ցեոլիտացմամբ: Այսպիսով, զոլավոր դայկաները ռելիկտային-ստրուկտուրային միքսոմետասոմատիտներ են (ըստ Գ. Լ. Պոսպելովի տերմինաբանության), որոնց կառուցվածքն ամբողջությամբ վերցրած որոշվում է մելանոկրատ ռելիկտային ապարների (այսինքն՝ առաջնային հրային բազալտային և դիարադային պորֆիրիտների) և լեյկոկրատ մետասոմատիկ նոր գոյացումների (պիրոքսեն-ցեոլիտային ապարների) ստրուկտուրաներով:

Մասսիվ, առաջնային-համասեռ բազալտոիդային դայկաները, որոնք հավանաբար բնորոշվում են ի սկզբանե թաքնված՝ գծային-զուգահեռ հոսքի ըստրուկտուրաներով, ցեոլիտացման շնորհիվ փոխակերպվում են ռելիկտային-ստրուկտուրային միքսոմետասոմատիտների՝ նորաստեղծ ստրուկտուրաների (մետադայկաների) և մնացորդային հրային անտիստրուկտուրաների (անտիդայկաների) ընդհանուր զուգահեռ, հաջորդական զուգադրությամբ:

A. I. KARAPETIAN, H. P. GUYUMDJIAN, E. M. NALBANDIAN

## ON THE ZEOLITIZATION ROLE OF DIKES BANDING ORIGIN IN THE LALVAR RIVER BASIN, ARMENIAN SSR

### Abstract

The banded dikes are characterized by rhythmical interchange of parallel bands differing by their mineral composition, textures, colour and origin. The leucocratic bands are made up of pyroxene-zeolitic mixometasomatites and melanocratic ones of magmatic basaltoid relict rocks. The formation of this banding texture is stipulated by the post-volcanic hydrothermal zeolitization.

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Казарян А. Г., Анянян Э. В. К вопросу о полосчатости в дайках диабазовых порфиров. Доклады АН СССР, том 169, № 2, 1966.
2. Казарян Г. А. О полосчатом строении диабаз-порфировых даек Алавердского района. Записки Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
3. Казарян Г. А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн. «Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР». Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1971.
4. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Наука, СО, Новосибирск, 1973.
5. Miller W. J. Observations on pseudo-dikes and foliated dikes. Journal of geology, vol. LIII № 3, 1945.

УДК: 551.1+523.43—33

Г. Н. КАТТЕРФЕЛЬД, В. И. ШМУРАТКО

ПЛАНЕТОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ И СХОДСТВА  
ЗЕМЛИ И МАРСА

Сравнительный анализ рельефа Марса и рельефа верхней мантии Земли приводит к заключению об их принципиальном сходстве. Главной особенностью глобальной морфологии, тектоники и петрохимии обеих планет является их северо-южная антисимметрия,—наиболее ярко проявляющаяся и контролируемая экстремальными параллельными геонда и ареонда ( $\pm 62^\circ$  широты). Обнаруживается также сходство в размещении трех субмеридиональных «планетарных волн» мегарельефа Земли и Марса. Фарсидское тектоническое поднятие на Марсе с его крупнейшими вулканическими постройками (щитовые вулканы *Олимп*, *Аскрейский*, *Павлиний* и *Арский*) соответствует поднятию в рельефе мантии Земли под *Великим океаном*, *Сазско-Аравийское* поднятие—суб-Атлантическому поднятию, *Гесперидское плато* с его *Тирренским* вулканическим щитом—суб-Индийскому поднятию.

Выдвигается гипотеза, согласно которой на дневную поверхность Марса выходит слой, являющийся геолого-геофизическим эквивалентом базальтового геофизического слоя земной коры. Предпринята попытка теоретического обоснования отсутствия гранитного типа коры на Марсе. Авторы склоняются к осадочно-метаморфической гипотезе происхождения гранитов как наиболее вероятной и перспективной, поскольку данные сравнительной планетологии не оставляют места для других умозаключений. Обращается внимание на большую палеогеологическую роль поверхности раздела Конрада. Эта граница играет роль очень важного исторического и эволюционного рубежа, разделяющего не только (принципиально различные) догеологическую—базальтовую и геологическую—гранитную стадии развития литосферы, но и сами планеты.

Предполагается, что пространственное распределение первичных земных «материков» и «океанов» догессинклинального цикла развития нашей планеты было сходно с тем, что наблюдается на поверхности современного Марса. Это позволяет рассматривать Марс как своеобразную морфотектоническую и петрохимическую модель Земли в ее догранитную стадию развития. Наблюдаемая антиподальность современного мегарельефа Земли и Марса обязана своим происхождением различным энергетическим потенциалам этих планет; это привело в конечном счете к «инверсии» материков и океанов на Земле, тогда как Марс в целом сохранил первичные морфоструктуру и петрохимию.

Как известно, для Земли и Марса характерна антиподальность их основных планетарных морфоструктур. Действительно, северное полушарие Земли занято преимущественно материками, южное—океанами, в то время как на Марсе соотношение обратное: более возвышенные области поверхности планеты—так называемые «материки»—расположены главным образом в южном полушарии, а более пониженные—сложенные базальтами «океаны»—преобладают севернее экватора. Наиболее выразительно, на наш взгляд, основные планетарные особенности рельефа Марса удалось отобразить А. Кайё [16], используя предложенную им для этих целей проекцию Мольвейде. Указанная проекция обладает немалыми преимуществами, в частности, при сравнительно-планетологических исследованиях. В работе Ж. М. Шевалье и А. Кайё

[17] можно найти также количественную оценку антисимметрии рельефа Земли и Марса<sup>1</sup>.

Нами предпринята попытка построения обобщенной карты рельефа верхней мантии Земли в проекции Мольвейде. Для ее сравнения с соот-

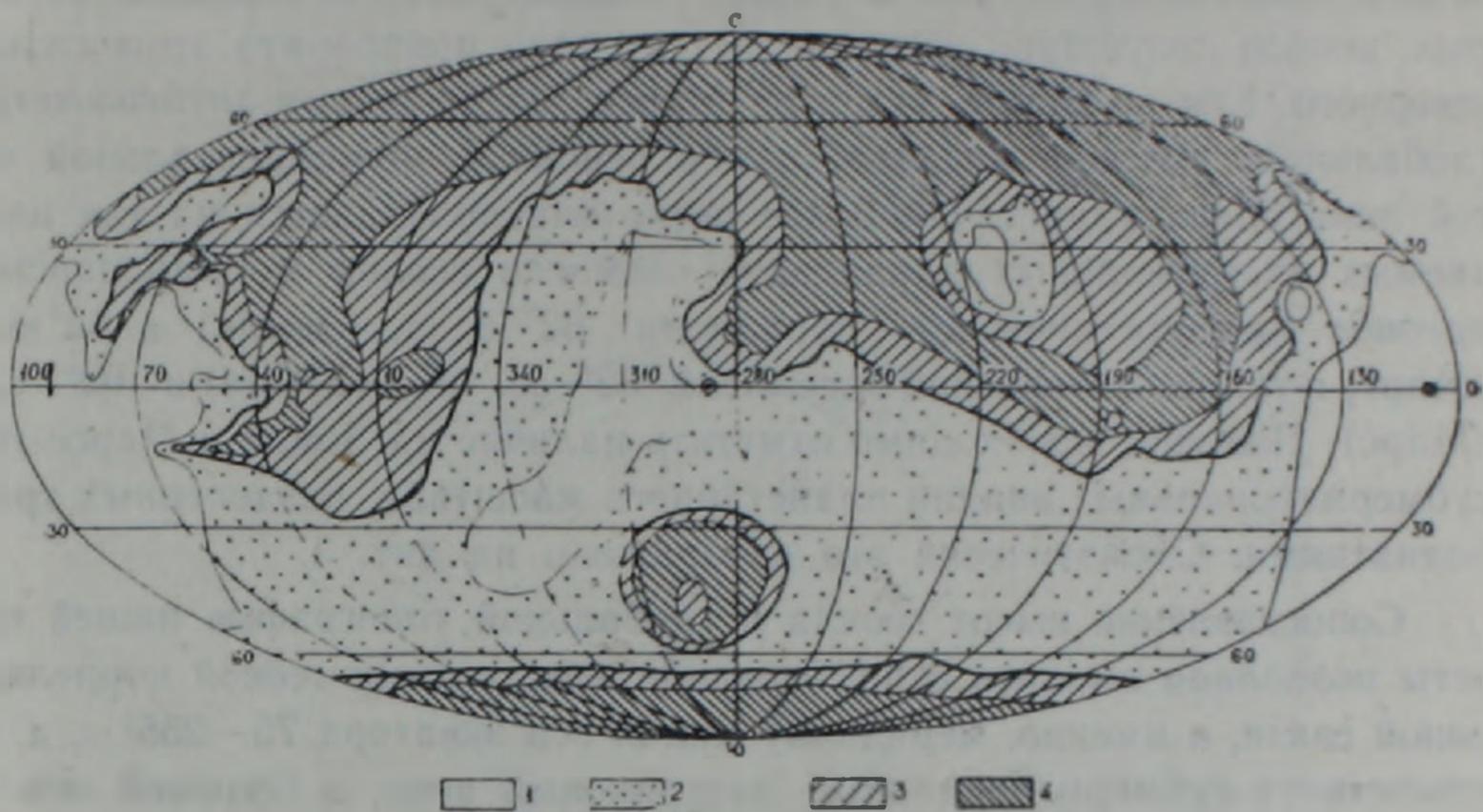


Рис. 1. Схематическая карта рельефа Марса [по 18 и 16, с изменениями]. 1—ниже 4 км; 2—от 4 до 2 км; 3—от 2 до 0 км; 4—ниже 0 км. ⊙—положение большой оси трехосного марсианского эллипсоида [по 4].

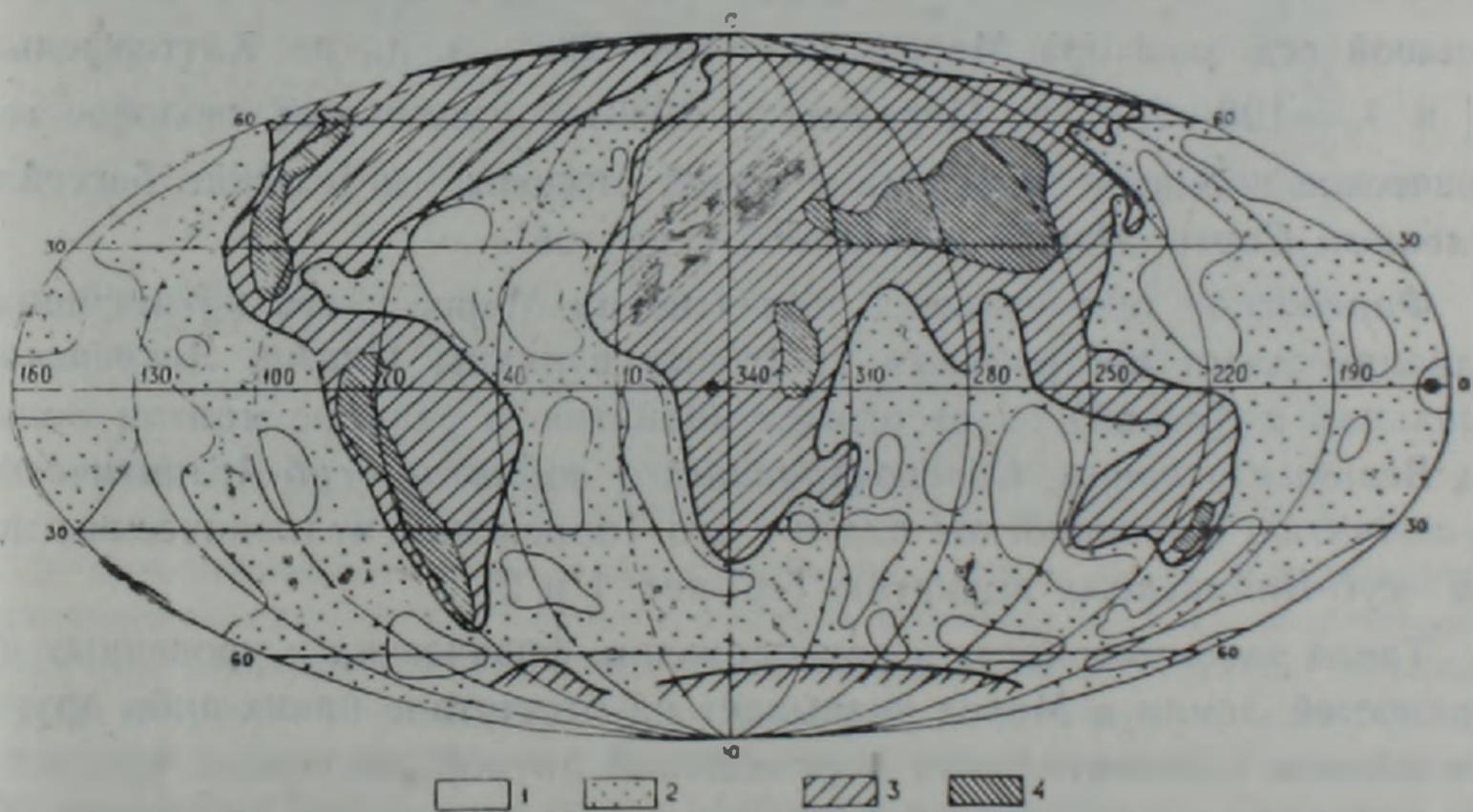


Рис. 2. Схематическая карта глубины залегания поверхности мантии Земли. Построена по данным схематических карт строения тектоносферы [2]. 1—менее 10 км; 2—от 10 до 30 км; 3—от 30 до 40 км; 4—более 40 км. ⊙—положение большой оси трехосного земного эллипсоида [по 6].

ветствующей картой рельефа Марса, обе карты ориентированы относительно большой оси экватора этих планет, а за центральные меридианы приняты  $280^\circ$  (рис. 1) и  $340^\circ$  (рис. 2). Если временно отвлечься от того, что на карте Земли изображен рельеф мантии, а не рельеф поверхности пла-

<sup>1</sup> Понятие антисимметрии планетарного рельефа и структуры Земли введено одним из авторов более 20 лет назад [5].

неты, то первое, что обращает на себя внимание—это удивительное подобие, а не антиподальность, планетарных закономерностей в расположении основных морфоструктур. Выражается это в следующем. Во-первых, как на Земле, так и на Марсе северная полярная область является относительно приподнятой, а южная—относительно опущенной. Во-вторых, южное полушарие обеих планет в целом приподнято относительно северного. Как на Земле, так и на Марсе *северо-южная антисимметрия* глобального рельефа является самой основной, фундаментальной чертой лика обеих планет. Наиболее резко она проявляется на так называемых экстремальных параллелях земного *геоида* и марсианского *ареоида*—эпейрогенической параллели  $62^\circ$  с. ш. (Земля) и  $62^\circ$  ю. ш. (Марс) и талассогенической параллели  $62^\circ$  ю. ш. (Земля) и  $62^\circ$  с. ш. (Марс). Наконец, необходимо отметить наличие на Земле и Марсе трех субмеридиональных впадин планетарного масштаба, разделенных тремя поднятиями. Схематически это изображено на рис. 3.

Сопоставление высот геоида и глобальной топографии нашей планеты позволило выявить существование между ними тесной корреляционной связи, а именно, меридиану малой оси экватора  $75\text{—}255^\circ$  з. д. соответствует субмеридиональный материковый пояс, а большой оси экватора  $165\text{—}345^\circ$  з. д.—*Великий* или *Тихий океан*, с одной стороны, *Африка*, с другой [6]. Аналогичный же анализ, выполненный для Марса, также показал, что размещение глобальных волн планетарного рельефа не менее четко согласуется с волнами фигуры ареоида. В частности, большой оси экватора Марса ( $\lambda_a = 106\text{—}286^\circ$  з. д., по Каттерфельду [4] и  $\lambda_a = 108\text{—}288^\circ$ , по Церклевичу, 1980) соответствует сводовое тектоническое поднятие *Фарсиды*, с одной стороны, и морские бассейны *Большого Сирта*, *Изиды* и *Эллады*, с другой<sup>1</sup>.

*Фарсидское* тектоническое поднятие на Марсе с его крупнейшими вулканическими постройками (щитовые вулканы *Олимп*, *Аскрейский*, *Павлиний* и *Арский*) соответствует поднятию в рельефе мантии Земли под *Великим океаном*, *Савско-Арвийское поднятие*—*суб-Атлантическому* поднятию, *Тесперидское плато* с его Тирренским вулканическим щитом—*суб-Индийскому* поднятию (ср. рис. 1 и 2).

Такая закономерность в расположении физических и уровенных поверхностей Земли и Марса указывает на отсутствие каких-либо других механизмов горизонтальных перемещений литосферы, кроме тех, которые вытекают из закона сохранения момента количества вращения [6].

Перечисленные особенности приводят к тому, что в первом приближении Земля и Марс обладают *антисимметричным* строением рельефа относительно меридиана малой оси трехосного эллипсоида и экватора: областям, занятым в одном полушарии поднятиями, в другом полушарии

<sup>1</sup> Интересно отметить, что предположенное нами в 1958 г. значение  $\lambda_a = 106^\circ$  является средним между значениями, полученными по данным космических исследований для поверхности ареоида ( $\lambda_a = 104^\circ$ ) и для физической поверхности трехосного эллипсоида Марса ( $\lambda_a = 108^\circ$ ).

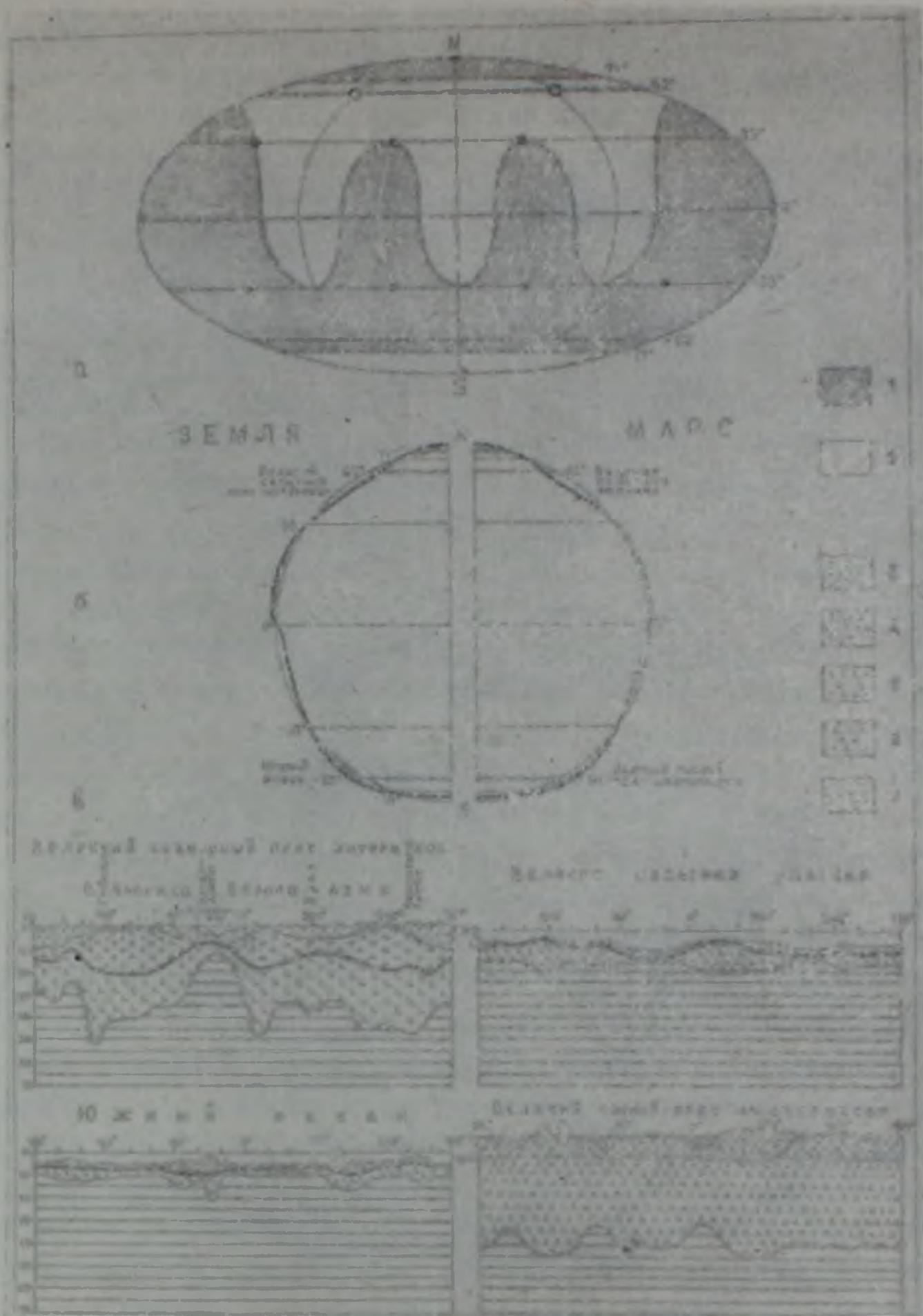


Рис. 3. Сравнительно-планетологические особенности Земли и Марса. Схема рельефа базальтового слоя коры Земли и Марса в проекции Мольвейде (а) и в меридиональном сечении (б). (в)—схематический разрез тектоносферы Земли и Марса по параллели 62° с. ш. (вверху) и по параллели 62° ю. ш. (внизу). 1—древнейшая (катархейская) «материковая» кора предположительно норит-анортозитового состава (Марс) или области, где «базальтовый слой» и кровля мантии приподняты (Земля); 2—области, где «базальтовый слой» опущен; 3—осадочный слой; 4—«гранитный слой»; 5—«базальтовый слой»; 6—породы анортозитового ряда и нориты, предположительно слагающие «материковую» кору Марса; 7—ультраосновные породы верхней мантии.

обеих планет соответствуют впадины, и наоборот<sup>1</sup>. В то же время Земля и Марс с рассматриваемой точки зрения в целом подобны друг другу.

<sup>1</sup> Примечательно, что меридиональная плоскость, проведенная через большую ось трехосного эллипсоида Земли (165—345° з. д.) и Марса (108—288° з. д.), является плоскостью симметрии, разделяющей поверхность этих планет на два полушария с симмет-

Рельеф поверхности Марса в основном соответствует рельефу верхней мантии Земли, повторяя все главные закономерности его пространственного распределения по поверхности планетного тела.

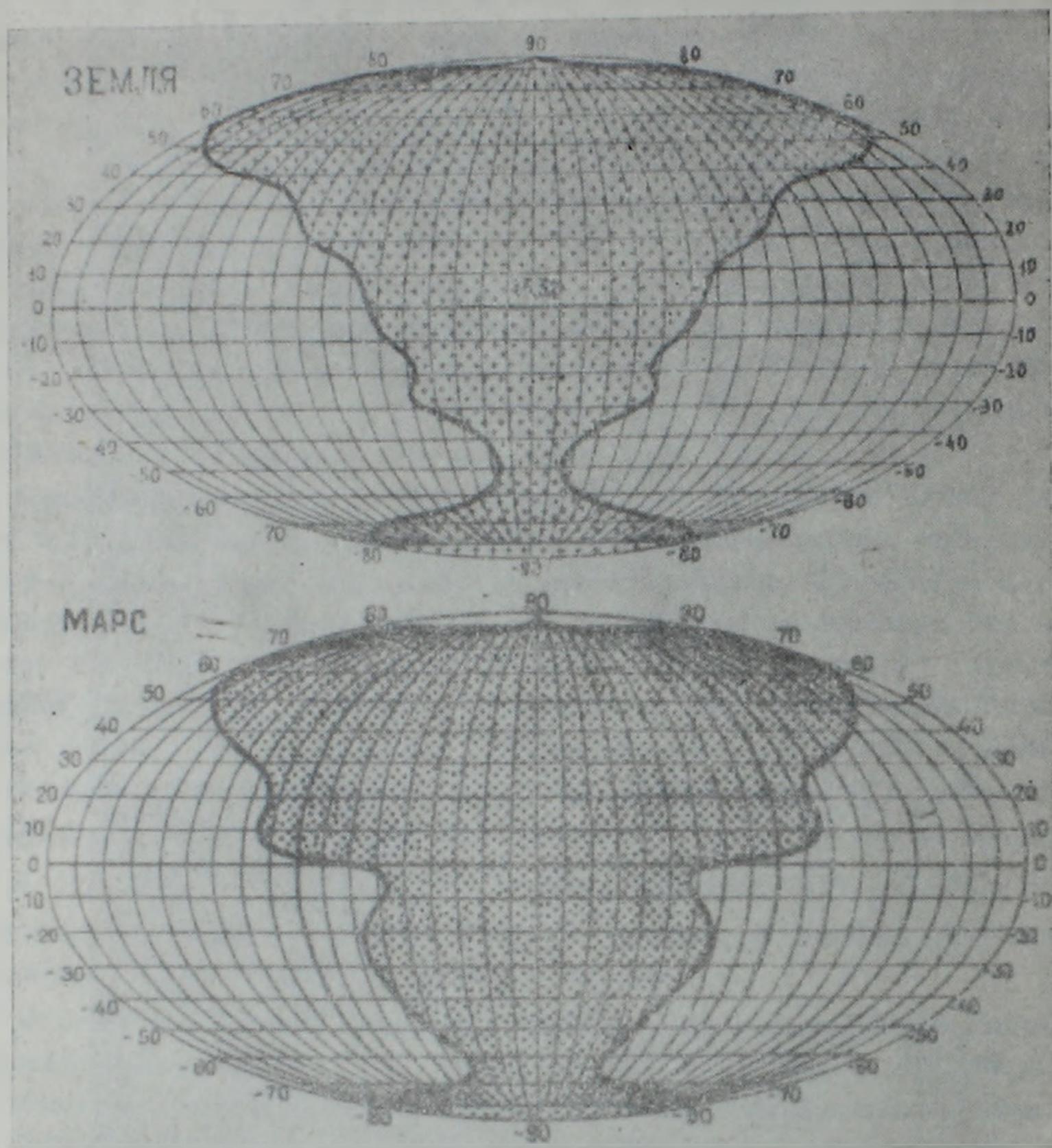


Рис. 4. Зональное распределение площадей, занятых гранитно-метаморфическими материками на Земле и базальтовыми океанами и морями на Марсе. Площадь гранитно-метаморфической материковой коры на Земле и базальтовых равнин Марса (крап)—в % относительно общей площади каждой 10-градусной зоны. Меридианы проведены через 10°. Проекция Мольвейде. Сравнение обеих картодиаграмм указывает на петрохимическую антиподальность и морфологическую антисимметрию северных и южных зон планет, Земли и Марса. Марс можно рассматривать как своеобразную модель Земли в ее догранитную стадию развития.

ричным распределением форм мегарельефа и с почти равным количеством кратеров. Согласно подсчетам на ЭВМ, «меридианы 110°--290° делят поверхность Марса на левое полушарие, в котором насчитывается 10764 кратера и правое с 10761 кратером диаметрами более 6 км» (Д. А. Казимиров, Ж. Ф. Родионова, Б. О. Ситников, Г. А. Порошкова, «Планетарные закономерности распределения кратеров на Марсе, Луне и Меркурии», М., 1981, стр. 12).

Учет теоретических положений о *стадиальном развитии планет* земной группы, изложенных в ряде работ [7, 15, 14, 1], позволяет высказать следующее предположение. Марсианская кора является оболочкой, геолого-геофизическая сущность наиболее отвечает геофизическому «базальтовому слою» нашей планеты. Иначе говоря, на Марсе непосредственно на дневную поверхность, преимущественно в северном полушарии, выходит базальтовый слой (рис. 3 б, в и 4). Точнее, он перекрыт сравнительно незначительным по мощности комплексом эоловых, гляциально-эоловых и некоторых других генетических типов отложений, являющихся продуктом длительной экзогенной переработки магматических пород в условиях разреженной марсианской атмосферы.

Как известно, проблема происхождения гранитов оживленно обсуждается уже вторую сотню лет, однако до сих пор среди геологов нет по этому поводу единого мнения. Мыслимы два основных варианта возникновения первичных гранитных магм: 1) ювенильное и 2) в результате осадочной дифференциации базитовых пород в так называемых больших геохимических циклах. В настоящее время подавляющее большинство геологов обоснованно склоняется к мысли о невозможности возникновения ювенильных гранитов в больших количествах. Ю. М. Шейнманн указывал, в частности, на независимость появления того или иного типа магм от специфики тектонических особенностей даже таких структур первого порядка, как материки и океаны, что, несомненно, говорит о больших глубинах формирования магматических расплавов, где уже несущественны различия между материковым и океаническим типами коры. Важно, что практически полным исключением из этого правила являются кислые магмы, которые связаны почти исключительно с корой континентального типа. Непосредственными наблюдениями ювенильные граниты не удалось найти ни в пределах глубоко эродированных областей древних складчатостей, ни в пределах океанических островных дуг, т. е. в тех участках земной коры, где их обнаружение наиболее вероятно и доказательно [12, 13]<sup>1</sup>. Кроме того, механизм гравитационной дифференциации в процессе остывания, например, оливиново-базальтовой магмы не может обеспечить возникновения кислых дериватов. В условиях фации вулканических пород вообще не происходит пересыщения остаточного расплава кремнекислотой. Когда же остывание основной магмы идет в субвулканических условиях, то остаточный расплав, отвечающий кварцево-полевошпатовой эвтектике, хотя и возникает, но приводит лишь к образованию базальтов с гранофировой ос-

<sup>1</sup> Тот факт, что в последние годы были обнаружены единичные образцы плагиогранитов в океанах, а в архее — плагиограниты с мантийными первичными соотношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , только подтверждает невозможность их ювенильного образования в массовых (не только в планетарном, но даже в региональном) масштабах. Об этом же совершенно однозначно и недвусмысленно свидетельствуют и данные сравнительной планетологии. На Луне в коллекции образцов «Аполлона 12» были обнаружены крошечные обломки, содержащие 65—70%  $\text{SiO}_2$  и 5—6%  $\text{K}_2\text{O}$ . Они подобны гранитам только по химическому составу, но резко отличаются от них по минералогии и строению (Бенеш и др., 1975, стр. 27). Столь редкие «калиево-гранитовые» включения в лунных базальтах, конечно, не могут рассматриваться как самостоятельный тип породы.

новой массой. В этом случае количество кислого дифференциата настолько мало, что его нельзя рассматривать как самостоятельную часть магмы [10]. А. В. Миловский [9] развивает гипотезу о необратимой геохимической эволюции вещества Земли. В соответствии с этой гипотезой, на первом этапе в результате процессов выплавления вещества мантии образуется земная кора, имеющая основной состав, а в результате дегазации — гидро- и атмосфера. Лишь после появления газовой-водной оболочки начинаются процессы геохимической дифференциации основных пород, приводящие, в частности, к формированию первых гранитов. Чрезвычайно важно указание на то, что такие породы, как граниты, гранитоиды и аркозы «появляются постепенно и уверенно фиксируются лишь с середины архея» [9]. Таким образом, с геологической точки зрения, возможность появления в пределах литосферы планеты больших объемов гранитов и коры гранитно-метаморфического типа ограничена условием существования атмо- и гидросферы.

В связи с проблемой «магматизм — тектоника» Ю. М. Шейнман [13] разработал классификацию магм, разделив их на две самостоятельные группы: 1) мантийные базальтовые и ультраосновные магмы и 2) коровые гранитоидные магмы. Учитывая основные положения гипотезы А. В. Миловского, рассмотрим проблему образования гранитов на планетах земной группы с позиций теории стадияльного развития. Эта теория ставит в непосредственную зависимость внутреннюю энергию, продолжительность активной геологической жизни и степень структурной сложности планеты в первую очередь от таких ее параметров, как *масса и удаленность от Солнца*, а также от радиуса, экваториального периода вращения и положения оси вращения планеты в космическом пространстве.

Формирование всех типов магм никак не связано с экзогенными факторами, которые весьма разнообразны и специфичны для каждой планеты, а целиком определяется эндогенными условиями. Поэтому именно мантийные магмы и кристаллические породы, им соответствующие, следует рассматривать как необходимый феномен всех без исключения планет земной группы в том смысле, что они, и только они, могут участвовать в формировании их литосфер. По мере увеличения массы (при переходе от одной планеты к другой — в данном случае от Луны через Меркурий, Марс и Венеру к Земле) до некоторой величины (назовем ее *критической массой*) разнообразие типов пород, слагающих кору планеты, не выходит, видимо, за рамки группы мантийных магм. Величина критической массы определяется способностью планеты длительное время удерживать достаточно массивную атмогидросферу и для планет земной группы лежит в интервале между значениями масс Марса и Венеры (возможно, ближе к Венере, чем к Марсу). Пока трудно судить о характере зависимости состава коры от массы данной планеты, если эта масса меньше критической. Допустим две возможности: а) либо и здесь существует непрерывная связь между характером магматизма на планете и ее массой, — и тогда петрография, например, Марса будет более разнообразной, чем лунная, б) либо все или некоторые, вполне определенные, типы мантийных магм могут принимать участие в строении ко-

ры независимо от массы планеты. Если же масса планеты превосходит критическую  $M_c$ , то появляются физические условия и принципиальная возможность для возникновения кислых коровых магм, например, через механизм, предложенный гипотезой больших геохимических циклов. Разнообразие горных пород на планете резко возрастает, обогащаясь осадочно-метаморфическими и гранитоидными формациями геосинклинально-платформенного цикла развития литосферы планеты.

Учитывая все сказанное, мы приходим к выводу о том, что эквивалентом верхнего слоя коры Марса следует считать не земную кору в целом, а лишь ее «базальтовый слой». Как показано на рис. 3 в, в рельефе верхней мантии как на Земле, так и на Марсе континентальным блокам планетарной коры отвечают впадины, а океаническим зонам — относительные поднятия мантии. Однако, наличие гранитно-метаморфического слоя в структуре материковой коры Земли и его отсутствие на Марсе приводят к тому, что в рельефе поверхности Конрада земным материкам соответствуют впадины, а марсианским — поднятия<sup>1</sup>. Если в дальнейшем наше предположение об отсутствии «гранитного слоя» на планетах с малой массой (уже полностью доказанное для Луны) окончательно подтвердится для Меркурия и Марса, то необходимо будет признать, что в сравнительно-планетологическом аспекте граница, разделяющая «гранитный» и «базальтовый» слои коры, является не менее важной, чем граница Мохоровичича. Она приобретает роль очень важного исторического и эволюционного рубежа, жестко разделяющего не только принципиально различные — догеологическую (базальтовую) и геологическую (гранитную) — стадии развития литосферы, но и сами планеты [7, 8, 14, 15]. На наш взгляд, не следует также недооценивать факт тождественности основных закономерностей пространственного распределения по поверхности Марса и Земли впадин и поднятий рельефа раздела Конрада. Земная кора догеосинклинального этапа развития нашей планеты, по-видимому, в общих чертах напоминала структуру современной марсианской коры (рис. 4). В то время Земля и Марс морфологически были подобны, и области «материков» и «океанов» распределялись на них так, как схематически показано на рис. 3 а, б. Рельеф поверхности Конрада фиксирует в структуре земной коры пространственное распределение первичных областей сноса, которое имеет принципиальное сходство, а не антиподальность, со структурой верхних оболочек литосферы Марса. Позднее, благодаря наличию более мощной, чем на Марсе, атмосферы, процессы длительного осадконакопления, складкообразования, магматизма, метаморфизма и гранитизации приводят к формированию на Земле, на месте бывших «океанов», гранитно-метаморфического комплекса. Материки и океаны меняются местами. На Марсе, гравитационный потенциал которого не в силах обеспечить образование достаточно мощной атмосферы, геосинклинально-плат-

<sup>1</sup> Если поверхность Конрада понимать только как раздел между гранитно-метаморфическим и базальтовыми слоями коры, то, при отсутствии первого слоя в океанической коре Земли и в литосфере Марса, Меркурия и Луны, говорить о ней в этих случаях можно лишь условно.

форменная стадия развития планетарной коры отсутствует. Изначальное пространственное распределение «материков» и «океанов» сохраняется. Возникает наблюдаемая в настоящее время антиподальность планетарного рельефа Земли и Марса.

Таким образом, подобие пространственного распределения первичных положительных и отрицательных мегаструктур Земли и Марса связано, видимо, с причиной не геологической, общей для обеих планет — скорее всего с *ротационными* силами. В этом отношении интересно почти полное совпадение таких ротационных условий Земли и Марса, как экваториальный период осевого вращения ( $23^h 56^m 4,1^s$  и  $24^h 37^m 22,67^s$ , соответственно) и наклонение экватора к плоскости орбиты ( $23^\circ 27'$  и  $25^\circ 12'$ , соответственно).

Наблюдаемая антиподальность современного мегарельефа рассматриваемых планет обязана своим происхождением различной (на порядок) массе Земли и Марса, которая позволила Земле уйти значительно дальше в своем геологическом развитии; это и привело в конечном счете к «инверсии» материков и океанов.

Детали этого интереснейшего, во многом еще загадочного и неясного процесса инверсии положительных и отрицательных мегаструктур Земли раскрывает недавно опубликованная работа Е. А. Долгинова [3]. Примечательно, что будучи сделанной «снизу», т. е. на «чисто земном» геологическом материале и без привлечения данных современной ареологии, она полностью коррелирует с выводами, полученными нами «сверху» — из сравнительно-планетологического анализа глобальной морфотектоники и петрологии Земли и Марса.

Пример такой удачной «стыковки» геологических и ареологических идей и фактов, способствующей более углубленному познанию древнейших этапов истории нашей планеты, еще и еще раз свидетельствует о большой эвристической ценности сравнительно-планетологического метода. Возможно, что на этом пути докембрийская история Земли еще не раз повернется к нам новыми, ранее совершенно неизвестными и неожиданными гранями.

\* \* \*

Авторы признательны К. О. Кратцу, О. К. Леонтьеву и В. Е. Хайну за просмотр и обсуждение работы.

Сектор космической геологии  
Всесоюзного объединения «Аэрогеология»,  
Ленинград.  
Геолого-географический факультет  
Одесского государственного университета,  
Одесса.

Поступила 17. XII. 1982

ԵՐԿՐԻ ԵՎ ՄԱՐՍԻ ՄՈԼՈՐԱԿԱՐԱՆԱԿԱՆ  
ՏԱՐԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐՆ ՈՒ ՆՄԱՆՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մարսի ռելիեֆի և Երկրի վերին մանտիայի ռելիեֆի համեմատական վերլուծությունը հանգեցնում է նրանց սկզբունքային նմանության տեսակետին: Այս երկու մոլորակների գլոբալ մորֆոլոգիայի, տեկտոնիկայի ու պետրոքիմիայի գլխավոր առանձնահատկությունը նրանց հյուսիս-հարավային հակասիմետրիան է, որն առավել ցայտուն է արտահայտվում և վերահսկվում է գեոիդի և արեոիդի էքստրեմալ զուգահեռականներով ( $\pm 62^\circ$  լայնություններ): Նմանություն է դիտվում նաև Երկրի և Մարսի մեզառելիեֆի ընդմիջօրեական օւղղության երեք «մոլորակային ալիքների» տեղաբաշխման մեջ: Մարսի վրա Քարսիս տեկտոնական բարձրացումն իր խոշորագույն հրաբխային կառույցների (Ողիմպոս, Ասկոնոս, Պավոնիս և Արսիա վահանաձև հրաբուխներ) հետ մեկտեղ համապատասխանում է խաղաղ օվկիանոսի տակ Երկրի մանտիայի ռելիեֆին, Սաբեուս-Արաբական բարձրացումը՝ ընդ-Ատլանտյան բարձրացմանը, իսկ Հեսպերիդների բարձրավանդակն իր Տիրենյան հրաբխային վահանով՝ ընդ-Հնդկական բարձրացմանը:

Վարկած է առաջ քաշվում, ըստ որի Մարսի մակերևույթին մերկանում է մի շեռտ, որն Երկրի բազալտային երկրաֆիզիկական շերտի երկրաբանա-երկրաֆիզիկական համարժեքն է: Փորձ է արվում տեսականորեն հիմնավորելու Մարսի վրա գրանիտային տիպի կեղևի բացակայությունը: Հեղինակները հակված են գրանիտների առաջացման նստվածքա-մետամորֆային վարկածն ընդունելուն՝ որպես առավել հավանական և հեռանկարային, քանզի համեմատական մոլորակաբանության տվյալներն այլ եզրահանգումների չեն բերում: Աւշադրություն է դարձվում Կոնրադի բաժանման մակերևույթի խոշոր հնեա-երկրաբանական դերին: Այդ մակերևույթը խաղում է կարևոր պատմական և էվոլյուցիոն սահմանագծի դեր, որը տարաբաժանում է ոչ միայն լիթոսֆերայի միմյանցից սկզբունքայնորեն տարբերվող մինչերկրաբանական-բազալտային և երկրաբանական-գրանիտային զարգացման փուլերը, այլև բուն մոլորակները:

Ենթադրվում է, որ Երկրի զարգացման մինչերկրաբանական փուլի սկզբնական «մայրցամաքների» և «օվկիանոսների» տարածական տեղաբաշխումը նմանվում է այն պատկերին, որը դիտվում է ներկայումս Մարսի վրա: Դա թույլ է տալիս Մարսը դիտելու որպես Երկրի յուրահատուկ մորֆոտեկտոնական և պետրոքիմիական մոդել՝ իր զարգացման մինչգրանիտային փուլում: Երկրի և Մարսի ժամանակակից մեզառելիեֆի դիտվող հակոտնեությունն իր առաջացմամբ պարտական է այդ մոլորակների ունեցած տարբեր էներգետիկ պոտենցիալներին: Վերջին հաշվով դա բերել է Երկրի վրա մայրցամաքների և օվկիանոսների «ինվերսիային», այն դեպքում երբ Մարսը հիմնականում պահպանել է իր սկզբնական մորֆոստրուկտուրան և պետրոքիմիան:

PLANETOLOGICAL DIFFERENCES AND SIMILARITIES  
OF THE EARTH AND MARS

A b s t r a c t

The comparative analysis of Mars topography and topography of the Earth's upper mantle leads to the conclusion concerning their similarity. The principal feature of global morphology, tectonics and petrochemistry of both planets is north-south antisymmetry which is controlled by the extremal parallels of geoid and areoid ( $62^{\circ}\text{N}$  and  $62^{\circ}\text{S}$ ) and manifests itself most prominently. A similarity in distribution of three submeridional „planetary waves“ of the megatopography of the Earth and Mars is also revealed. Tharsis tectonic uplift at Mars and its largest volcanic buildings (shield volcanoes Olympus, Ascaraus Mons, Pavonis Mons, Arsia Mons) correspond to the uplift beneath the Pacific Ocean in topography of the Earth's mantle, Sabaeus-Arabia uplift corresponds to sub-Atlantic uplift and Hesperia Planum with Tyrrena volcanic shield corresponds to uplift beneath the Indian Ocean.

A hypothesis is proposed that on the Mars surface a layer is exposed which is a counterpart of basaltic geophysical layer of the Earth's crust. It has been undertaken an attempt to ground theoretically the absence of granitic type of crust on Mars. The authors tend to the sedimentary-metamorphic hypothesis of granites origin since the data of comparative planetology leave no place for other conclusions. It is noticed the great paleogeological role of Conrad discontinuity. The latter plays a very important role as a historical and evolutionary boundary dividing not only absolutely different pre-geological-basaltic and geological-granitic stages of the lithosphere development, but planets themselves too.

It is anticipated that spatial distribution of the primary „continents“ and „oceans“ of the pre-geosynclinal development cycle on our planet was similar to that is observed on the surface of recent Mars. It allows us to consider Mars as an original morphotectonic and petrochemical model of the Earth in its pre-granitic stage of evolution. The observed antipodality of recent megatopography of the Earth and Mars owes by its development to different energetic potentials of these planets. It caused finally „inversion“ of continents and oceans on the Earth whereas Mars as a whole has preserved its primary morphostructure and petrochemistry.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бенеш К., Галибино И. В., Каттерфельд Г. Н. Тенденции развития планет земной группы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1975.
2. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли, М., 1975.
3. Долгинов Е. А. К проблеме происхождения океанов. Бюлл. МОИП, Отд. геол., т. 54, № 1, 1979.

4. Каттерфельд Г. Н. Основные закономерности планетарного рельефа. Ученые Записки ЛГПИ, т. 151, 1958.
5. Каттерфельд Г. Н. Симметрия и антисимметрия структуры Земли. III Астрогеол. конфер. по проблемам теории Земли, Изд. ВГО, Л., 1960.
6. Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение. Географгиз, М., 1962.
7. Каттерфельд Г. Н., Хаин В. Е., Ходак Ю. А. Проблемы сравнительной планетологии и стадии развития планет земной группы. V Совещание по проблемам планетологии, 10—15 мая, 1965. Изд. ВГО, Л., 1965.
8. Каттерфельд Г. Н., Бенеш К., Хаин В. Е., Ходак Ю. А. Проблемы сравнительной планетологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1968.
9. Миловский А. В. О выветривании первичного базальта и направленности геохимических процессов в геологической истории Земли. Сб. «Вопросы геонии», Изд. МГУ, М., 1972.
10. Ритман А. Вулканы и их деятельность». «Мир», М., 1964.
11. Церклевич А. Л. Гравитационное поле, фигура и внутреннее строение Марса по данным космических исследований. Изд. Инст. физики Земли, М., 1980.
12. Мейнман Ю. М. Есть ли ювенильные граниты? Сов. геология, № 1, 1963.
13. Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии, М., 1968.
14. Beneš K., Katterfeld G. N. On the comparative geology of planets and the term Planetology.—Problems of Planetology, vol. 1, pp. 69—94. Ostrava, 1967.
15. Beneš K., Katterfeld G. N. Remarks to the volcanic histories of the terrestrial planets.—Problems of Planetology, vol. 2, pp. 24—34. Yerevan, 1977.
16. Cailleux A. Un planisphère de la planète Mars en projection équiareal.—Annales de Géographie, 1978, t. 87, № 481, pp. 314—319, Paris.
17. Chevallier J. M., Cailleux A. Analyse harmonique comparée des hypsographes de la Terre et de Mars.—Cahiers géologiques, 1978, № 94, pp. 200—205, Paris.
18. Topographic Map of Mars, scale 1:25 000 000. Publ. by the U. S. Geol. Survey, 1976.

УДК: 553.535 + 621.385.833

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Р. ИСРАЕЛЯН

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ  
ОБСИДИАНОВ

Обсидианы, кислые вулканические стекла, имеют широкое распространение на территории Армянской ССР и связаны с новейшим вулканизмом.

Необходимость изучения обсидианов обусловлена, во-первых, содержанием большой информации о магматическом очаге, ввиду их неизменности, и, во-вторых, их технологическими свойствами. Кроме того, некоторые декоративные и прозрачные разновидности используются в качестве поделочного камня.

При исследовании кислых вулканических стекол, наряду с другими методами физико-химического анализа, рядом авторов применялась также электронная микроскопия [2, 3, 5, 9, 10].

Из множества обсидианов различных месторождений для электронномикроскопического изучения нами были выбраны две разновидности Арагацского (Артенинского) месторождения: черный мориноподобный, прозрачный в тонких сколах и смешанный—буро-красный обсидиан, содержащий обломки и линзы черной разновидности.

Черная разновидность обсидиана представляет собой рентгеноаморфное стекло с показателем преломления  $N=1,485$ ; вспучивается при температуре 1050—1100°C. В отраженном свете как полированная поверхность, так и свежий скол не выявляют структуры и лишь после травления проявляется глобулярная структура без каких-либо видимых кристаллических включений. Наблюдаются поры в виде замкнутых пузырей, которые при нагреве увеличиваются в объеме и вспучивают породу (рис. 1а, б).

Другая разновидность, буро-красная, в отраженном свете выявляет волокнисто-струйчатую текстуру, а после травления в  $HF$ —характерную для стекла глобулярно-блочную структуру. Наблюдаются мелкие кристаллические образования (рис. 1в). Черные участки, находящиеся в буро-красном обсидиане, аналогичны вышеописанному образцу. Показатель преломления буро-красной части  $N=1,482$ . Этот образец вспучивается плохо, при температуре 1250°C и выше. Порода в основном рентгеноаморфна, и идентифицируются лишь слабые пики, соответствующие ортоклазу, тридимиту, кварцу и биотиту.

*Методика исследования.* Исследование образцов в электронном микроскопе осуществлено методом реплик и суспензий. Поверхности свежих сколов образцов протравливались в  $HF$  в течение 5—7 минут при интенсивном перемешивании для удаления продуктов реакции. С этой же

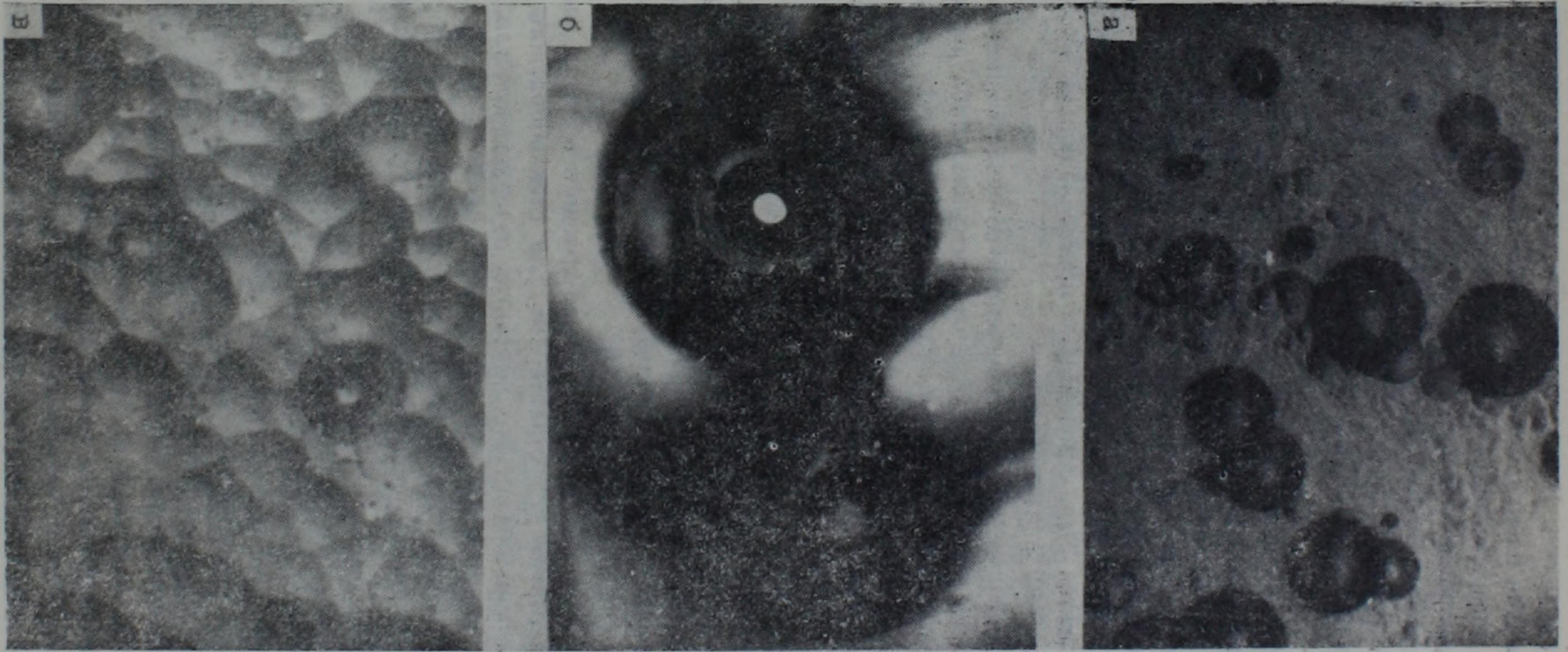


Рис. 1. а—черный обсидиан. Травление HF, отраженный свет, ув. 115х, б—черный обсидиан, нагретый до T-950°C, отраженный свет, ув. 340х, в—буро-красный обсидиан. Травление HF, отраженный свет, ув. 340х.

целью на протравленную поверхность наносилась коллодиевая пленка, которая затем удалялась. После промывки в ацетоне на поверхность наносилась углеродная пленка. Углеродная реплика снималась химически.

Для более дифференцированного выявления структурно-текстурных и фазовых неоднородностей вулканических стекол нами впервые было использовано также и ионное травление. Последнее было проведено в токе аргона при режиме 2,5 кВ, 25 мА, в течение часа с медной сеткой, по методике, принятой при исследованиях керамики и искусственных стекол [8].

С целью оценки вещественного состава и определения кристаллических минералов, имеющих в стекломассе [4], был применен метод суспензии. Этот метод позволяет переходить в режим дифракции. В этом случае на препарат, полученный из суспензии естественного образца, напылялся слой металла *Al*, *Pt*, служащий в качестве стандарта при расчете микроэлектроннограмм, а также для упрочнения коллодиевой подложки. Исследования были проведены в просвечивающем электронном микроскопе BS—540 фирмы Тесла.

*Описание образцов.* Реплики, полученные со скола черного обсидиана, протравленного в *HF*, отличаются относительно слабо выраженной структурой и практически повторяют глобулярную текстуру, обнаруженную в оптическом микроскопе. Глобулы эти довольно редки, и для них характерно содержание кристаллических образований, распределенных по краям. Более мелкие кристаллики распределены по поверхности глобулей (рис. 2а).

Обнаружение глобулей при различных увеличениях говорит о том, что порода эта имеет характерную для стеклообразного состояния структуру, а кристаллики мельчайших размеров содержатся в стекломассе в виде изолированных монокристаллов. Ионное травление также выявляет глобулярную структуру (рис. 2б).

Реплики, полученные с другого—буро-красного образца, выявляют несколько иную структуру. Характерные для стеклообразного состояния структурные единицы в своих контактах содержат кристаллические агрегации различных размеров (рис. 2в).

По-иному раскрывается структура этой разновидности после ионного травления. В красно-бурой части образец выявляет островную структуру (рис. 2 г, д).

В части, где имеются вкрапленники черного обсидиана, четко выделяются две разные по структуре зоны: островная—для буро-красной части и пористая—для черной (рис. 2д). «Островки» соединены друг с другом и создают цепочечно-островную структуру. Четко выраженные кристаллические образования редки.

Ионное травление более четко (по сравнению с кислотным) выявляет неоднородную микроструктуру исследуемых образцов. Эти неоднородности, по всей вероятности, имеют ликвационный характер, что свойственно стеклообразному состоянию [12]. О ликвационном характере неоднородностей свидетельствует также тот факт, что кристаллические образования в основном сконцентрированы на поверхностях глобулей,

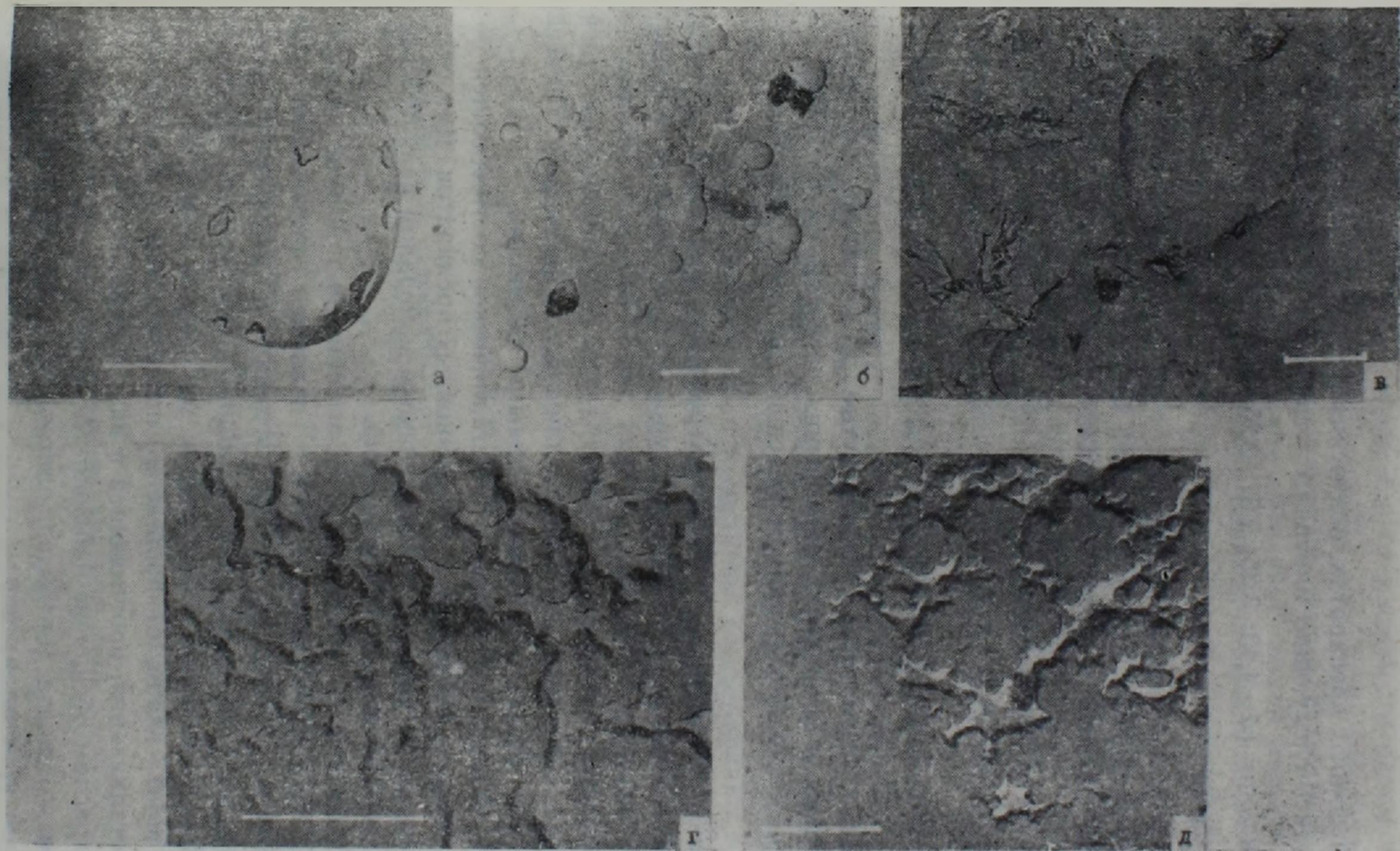


Рис. 2. а—реплика с черного обсидиана, травление HF, б—реплика с черного обсидиана, ионное травление, в—реплика с буро-красного обсидиана, травление HF г, д—реплика с буро-красного обсидиана, ионное травление.

т. е. на границе раздела фаз, что обычно имеет место при метастабильной ликвации [1].

Микрогетерогенности создают дополнительные поверхности раздела фаз, что способствует зарождению кристаллов.

На ликвационные явления в обсидианах указывает также С. Г. Каралетян [6].

В суспензионных препаратах, полученных с черного обсидиана, удалось обнаружить следующие минералы: тридимит ( $d=4,38; 3,75; 2,50; 1,70 \text{ \AA}$ ), лепидолит ( $d=4,43; 3,35; 2,57; 2,25; 1,50 \text{ \AA}$ ) и иллит ( $d=4,48; 2,57; 2,19; 1,29 \text{ \AA}$ ).

Микроэлектронограммы, полученные с суспензионных препаратов бурого-красного обсидиана, выявили, помимо кварца, ортоклаза, олигоклаза, флогопита, биотита и мусковита, наличие также таких минералов как силлиманит ( $d=5,34; 3,42; 3,35; 2,68; 1,83; 1,67; 1,52 \text{ \AA}$ ), дистен ( $d=3,34; 3,14; 2,79; 2,69; 1,96; 1,53; 1,38 \text{ \AA}$ ), шпинель ( $d=3,16; 2,86; 2,43; 2,03 \text{ \AA}$ ). Шпинель в продуктах вулканов Артеми описана С. Г. Каралетяном [7].

*Обсуждение результатов.* Подвергнутые исследованию обсидианы рентгеноаморфны и в пределах разрешения световой микроскопии довольно однородны, в электронном микроскопе они выявляют различную структуру.

Если черный образец при различных режимах травления характеризуется относительно гомогенной структурой, то бурого-красный обладает гетерогенной структурой. Во всех случаях для обсидианов характерна глобулярно-блочная, стекловатая структура, где на вершинах глобулей сконцентрирована основная часть кристаллических образований. По всей вероятности, это обусловлено ликвационными явлениями.

Наиболее интересные данные о кристаллической составляющей получаются в режиме дифракции с суспензионных препаратов. Для относительно однородного черного стекла основным минералом является тридимит, характерный для низких давлений.

Как указывает В. В. Наседкин [11], ассоциация тридимит или кристобалит +  $K$ ,  $Na$ -полевой шпат является важным генетическим признаком процессов, идущих при низких давлениях и сравнительно высоких температурах. Она определяет принципиальное отличие процессов глубинной кристаллизации, для которых характерен парагенезис —  $K$ ,  $Na$ -полевой шпат + кварц, от процессов поверхностной и близповерхностной кристаллизации, протекающей в вязкой среде.

В бурого-красном обсидиане наблюдается ассоциация натриевого, калиевого полевого шпата (ортоклаз, олигоклаз) и кварца, характерная для глубинной кристаллизации.

О глубинной кристаллизации свидетельствует также наличие таких минералов, как силлиманит, дистен, шпинель. Все эти три минерала обладают высокой температурой плавления (шпинель —  $2150^\circ\text{C}$ , силлима-

нит—1545°C), а дистен кристаллизуется при весьма высоких давлениях, что обеспечивается на значительных глубинах в земной коре.

По всей вероятности, образование кристаллических зародышей этих минералов имело место в самой магме, так как в случае захвата при движении магмы, или непроплава они имели бы размеры и были бы в количествах, доступных разрешающей способности световой микроскопии и рентгенографии. Торможение же роста этих кристаллов, возможно, является следствием быстрого спада температуры расплава.

Содержание в буро-красном обсидиане черной разновидности можно объяснить, очевидно, не только ликвационными явлениями, характерными для стеклообразного состояния, но и высоким градиентом температуры и давления магматического очага.

Во всех случаях вопросы эти требуют дальнейшего более подробного исследования с привлечением современных, более усовершенствованных методов анализа, что позволит расширить наши представления о возможных глубинах формирования магматических очагов кислых составов. На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Метод электронной микроскопии в режиме микродифракции позволяет наиболее полно охарактеризовать вещественный состав вулканических стекол.

2. Ионное травление позволяет обнаружить ликвационный характер микроструктурных неоднородностей, имеющих в вулканическом стекле.

3. Судя по минеральным ассоциациям, обнаруженным в обсидиане с помощью дифракции электронов, можно предположить, что магматический очаг находился на значительных глубинах земной коры.

АрмНИИСА

Поступила 5. VI. 1981

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Галахов Ф. Я. «Стеклообразное состояние». Наука, М—Л., 1965.
2. Горошков А. И., Наседкин В. В. и др. Перлиты. Наука, М., 1981.
3. Израелян В. Р. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1970.
4. Израелян В. Р. Перлиты, Наука, М., 1981.
5. Карапетян С. Г., Израелян В. Р., Акопян Г. Г. Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. Наука, М., 1963.
6. Карапетян С. Г. Труды ИГЕМ, вып. 90, М., 1963.
7. Карапетян С. Г. «Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР». Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1972.
8. Крохина А. И., Спивак Г. В., Решетников А. М. Известия АН СССР, серия физическая, 27, № 9, 1963.
9. Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 68, М., 1963.
10. Наседкин В. В., Фролова К. Е. Известия АН СССР, серия геологическая № 3, 1975.
11. Наседкин В. В., Зиборова Г. А. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, 1968.
12. Стеклообразное состояние. Наука, М—Л., 1965.

УДК: 550.34.052 : 681.3

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. А. СААКЯН, Э. Г. ГЕДАКЯН, Г. В. САРГСЯН

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ОСРЕДНЕННОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ГОДОГРАФА АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

В работах [5, 6] были подробно изучены кинематические особенности времен пробега  $P$ -волн на основе данных землетрясений Армянского нагорья, записанных на стационарных сейсмических станциях Кавказа. В результате была разработана методика систематизации кинематических параметров  $P$ -волн, на основании анализа невязок времен первых вступлений от землетрясений, представляющая собой многоэтапный цикл с обратными связями. Одним из этапов предложенной нами методики явился расчет осредненной скоростной модели земной коры и построение осредненного регионального годографа Армянского нагорья (ОРГАН). Рассчитанные на ЭВМ соответствующие времена пробега приведены в табл. 1.

ОРГАН непосредственно может быть применен в сейсмологической практике. Однако, имея в виду, что он является годографом лишь первых вступлений, а поиск гипоцентров является трудоемким процессом, и нет возможности использовать его по наблюдениям одной станции, то возникает необходимость определения времени в гипоцентре ( $T_0$ ) способом, не зависящим от годографа. Мы прежде всего обратились к широко известному методу Вадати, с помощью которого определили  $T_0$  для 100 землетрясений Армянского нагорья.

Оказалось, что наклон графика Вадати меняется в зависимости от эпицентрального расстояния (или от  $t_s - t_p$ ). Величину наклона можно охарактеризовать угловым коэффициентом ( $tg\varphi$ ):

$$tg\varphi = \frac{t_s}{t_p} - 1. \quad (1)$$

Далее эта величина определялась при различных интервалах эпицентрального расстояния путем осреднения всех экспериментальных данных внутри каждого интервала. Ниже приводятся поинтервальные значения величины  $tg\varphi$ .

$\Delta$ , км	0—40	50—90	100—180	190—220	230—600
$t_s - t_p$ с.	0—5	6—12	13—22	23—27	27
$tg\varphi$	$0,708 \pm 0,005$	$0,721 \pm 0,007$	$0,733 \pm 0,010$	$0,749 \pm 0,016$	$0,738 \pm 0,009$

## Осредненный региональный годограф Армянского нагорья

Времена пробега $t_p$ , с	Эпицентральные расстояния для глубин гипоцентров										
	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	9	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	14	12	11	2	0	0	0	0	0	0	0
4	18	18	17	14	7	0	0	0	0	0	0
5	23	23	23	22	18	12	0	0	0	0	0
6	28	29	29	28	26	22	7	0	0	0	0
7	32	35	35	34	33	30	21	21	11	0	0
8	37	40	41	41	40	37	35	31	25	16	0
9	42	46	46	47	46	41	42	40	35	30	22
10	48	51	52	53	51	51	50	47	44	40	35
11	54	57	58	59	58	57	56	53	52	49	45
12	59	63	64	65	65	64	63	62	60	57	54
13	65	68	70	72	71	70	70	69	67	65	63
14	71	74	76	78	77	77	77	76	74	72	71
15	76	80	82	84	84	83	83	83	81	79	79
16	82	86	88	90	90	90	90	89	88	87	87
17	87	92	95	96	96	96	97	96	95	94	95
18	94	98	101	103	102	103	104	103	102	101	103
19	100	104	107	109	109	110	110	111	109	109	111
20	106	110	113	115	115	116	117	116	116	117	119
21	112	117	119	121	121	123	124	123	123	123	126
22	119	123	126	127	128	130	130	130	129	132	134
23	125	129	132	134	134	136	137	137	137	140	142
24	131	135	133	140	141	143	144	143	145	148	150
25	137	141	144	146	148	149	150	150	153	156	158
26	143	148	150	152	154	156	157	158	161	164	166
27	150	154	157	159	161	163	164	166	169	172	174
28	156	160	163	166	168	170	171	174	177	180	181
29	162	169	172	174	176	178	182	185	188	190	190
30	168	172	176	179	181	183	186	190	193	196	198
31	174	179	183	186	188	191	194	197	201	204	206
32	181	186	189	192	195	199	202	205	209	212	214
33	187	192	196	199	203	207	210	213	217	221	222
34	194	199	203	207	211	215	218	221	225	228	230
35	201	206	210	215	219	223	226	229	233	236	238
36	207	212	218	223	227	231	234	237	240	244	246
37	214	219	226	230	235	239	242	245	248	252	253
38	221	228	234	238	242	247	250	253	256	259	261
39	229	236	241	246	250	255	258	261	264	267	269
40	237	244	249	254	258	263	266	269	272	275	277
41	245	252	257	262	266	271	274	277	280	283	285
42	253	260	265	270	274	279	282	285	288	291	293
43	261	268	273	278	282	286	290	293	296	299	301
44	269	275	281	286	290	294	297	301	304	307	309
45	277	284	289	294	298	302	305	309	312	315	317
46	285	292	297	302	306	310	313	317	320	323	325
47	293	300	305	310	314	318	321	325	328	331	333
48	301	308	313	318	322	326	329	332	336	339	341
49	309	315	321	326	330	334	337	340	344	347	349
50	316	323	329	334	338	342	345	348	352	355	357
51	324	331	337	342	346	350	353	356	359	363	365
52	332	339	345	350	354	358	361	364	368	371	373
53	340	347	353	358	362	366	369	372	375	379	381
54	348	355	361	365	370	374	377	380	383	387	388
55	356	363	369	373	377	382	385	388	391	394	396
56	364	371	376	381	385	390	393	396	399	402	404
57	372	379	384	389	393	398	401	404	407	410	412
58	380	387	392	397	401	406	409	412	415	418	420
59	388	395	400	405	409	413	417	420	423	426	428

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
60	396	403	408	414	417	421	425	428	431	434	436
61	404	411	416	421	425	429	432	436	439	442	444
62	412	419	424	429	433	437	440	444	447	450	452
63	420	427	432	437	441	445	448	452	455	458	460
64	428	435	440	445	449	453	456	460	463	466	468
65	436	443	448	453	457	461	464	467	471	474	476
66	444	451	456	461	465	469	472	475	479	482	484
67	451	458	464	467	473	477	480	483	487	490	492
68	459	466	472	477	481	485	488	491	495	498	500
69	467	474	480	485	489	493	496	499	503	506	508
70	475	482	488	492	497	501	504	507	510	514	516
71	483	490	496	500	505	509	512	515	518	521	523
72	491	498	504	508	512	517	520	523	526	530	531
73	499	506	511	516	520	525	521	531	534	537	539
74	507	514	519	524	528	533	536	539	542	545	547
75	515	522	527	532	536	541	544	547	550	553	555
76	523	530	535	540	544	548	552	555	558	561	563
77	531	538	543	548	552	556	560	563	566	569	571
78	539	546	551	556	560	564	567	571	574	577	579
79	547	554	559	564	568	572	575	579	582	585	587
80	555	562	567	572	576	580	583	587	590	593	595
81	563	570	575	580	584	588	591	594	598	601	603
82	571	578	583	588	592	596	599	602	606	609	611
83	579	585	591	596	600	604	607	610	614	617	619
84	586	593	599	604	608	612	615	618	622	625	627
85	594	601	607	612	616	620	623	626	630	633	635

Принимая во внимание, что  $t_p = T_p - T_0$  и  $t_s - t_p = T_s - T_p$ , где  $T_s$  и  $T_p$  — времена вступлений поперечных и продольных сейсмических волн на станции, получаем формулу для определения времени в гипоцентре с учетом особенностей графика Вадати на отдельных интервалах эпицентральных расстояний:

$$T_0 = T_p^i - \frac{T_s^i - T_p^i}{t_{\xi\varphi}} \quad (2)$$

Преимущество предложенной нами формулы заключается в том, что она дает возможность определить время в гипоцентре по данным лишь одной станции. Кроме того, возникает возможность осуществления контроля по данным наблюдений отдельных станций, а именно: в рассмотрение принимаются данные тех станций, которые удовлетворяют определенным критериям. В качестве критерия принималось

$$\delta_{T_0} \leq 0,3c, \quad (3)$$

где

$$\delta_{T_0} = \sigma / \sqrt{n}, \quad (4)$$

а

$$\sigma = \left\{ \frac{1}{n-1} \sum (T_0^i - T_0)^2 \right\}^{1/2}, \quad (5)$$

где

$$T_0 = \frac{1}{n} \sum T_0^i. \quad (6)$$

В процессе счета  $T_0$  аномальные значения  $T_0^i$  выбрасываются до выполнения критерия (3).

Количественная оценка точности определения координат эпицентров проводится с помощью расчетов радиуса области ошибок.

$$\bar{r} = \frac{1}{n} \sum r_i. \quad (7)$$

Со стандартной ошибкой

$$\sigma_r = \left\{ \frac{1}{n-1} \sum (r_i - \bar{r})^2 \right\}^{1/2}, \quad (8)$$

где

$$r_i = |\Delta_i - \Delta_i^*|. \quad (9)$$

$\Delta_i$  — наблюдаемые эпицентральные расстояния отдельных станций, а  $\Delta_i^*$  — их значения, рассчитанные от полученного эпицентра.

В итоге выбирается та глубина гипоцентра, для которой  $\bar{r}$  оказывается минимальным.

При помощи ОРГАН--а, с использованием предложенного выше модифицированного способа Вадати определения  $T_0$ , были определены основные параметры гипоцентров 474 землетрясений Армянского нагорья, происшедших за период с 1968 по 1973 г.г., с  $K \geq 9$ .

Следующим этапом явилось изучение параметров функции плотности распределения невязок к ОРГАН-у. В итоге были рассчитаны стационарные поправки к ОРГАН-у для ранее выделенных четырех зон — Джавахетской, Ардагано-Карской, Бардог-Котурской и Зангезурской [6].

Используя полученные стационарные поправки, были уточнены основные параметры гипоцентров вышеуказанных 474 землетрясений.

На рис. 1 приведено распределение землетрясений по глубинам для различных энергетических классов. Исходя из статистической представительности, кривые распределения землетрясений по глубинам построены для энергетических классов  $9 \leq K < 10$  и  $K \geq 10$  в отдельности. Как видно, более сильные землетрясения имеют и большие глубины. Для Джавахетской и Ардагано-Карской зон максимум приходится на глубину 15 км. Однако, если для землетрясений с  $K \geq 10$  для Джавахетской зоны имеем один отчетливый максимум, то для землетрясений с  $9 \leq K < 10$  максимум захватывает более широкую полосу глубин (5—15 км). Для землетрясений с  $9 \leq K < 10$  для Бардог-Котурской и Зангезурской зон максимум находится на глубинах 10 и 5 км соответственно, тогда как для землетрясений с  $K \geq 10$  этот максимум на 5 км глубже.

К сожалению, нами не рассматривались более слабые землетрясения ( $K < 9$ ). Однако, судя по тенденции распределения землетрясений по глубинам, можно полагать, что они будут приурочены к более верхним слоям земной коры, в частности для Джавахетской зоны это подтверждается данными Г. Я. Мурусидзе [4].

Применимость ОРГАН--а с соответствующими стационарными поправками хорошо демонстрирует результаты определения параметров источника для взрыва 17.07.1977 г., 11 ч 59 мин по Гринвичу. Этот взрыв, мощностью 50 т ВВ, был произведен недалеко от г. Кировакана (с коор-

динатами  $\varphi = 40^{\circ}86$ ,  $\lambda = 44^{\circ}44$ ) Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм.ССР. Данный взрыв был зарегистрирован большинством сейсмических станций Кавказа как землетрясение с  $K=9$ , однако четкие первые вступления оказались лишь на 13 станциях Кавказа ( $\Delta = 0-250$  км, азимутальный створ  $\approx 300^{\circ}$ ).

На рис. 2 приведены координаты взрыва по различным годографам Кавказа [1, 2, 3, 4, 7] и по ОРГАН-у с применением станционных поправок.

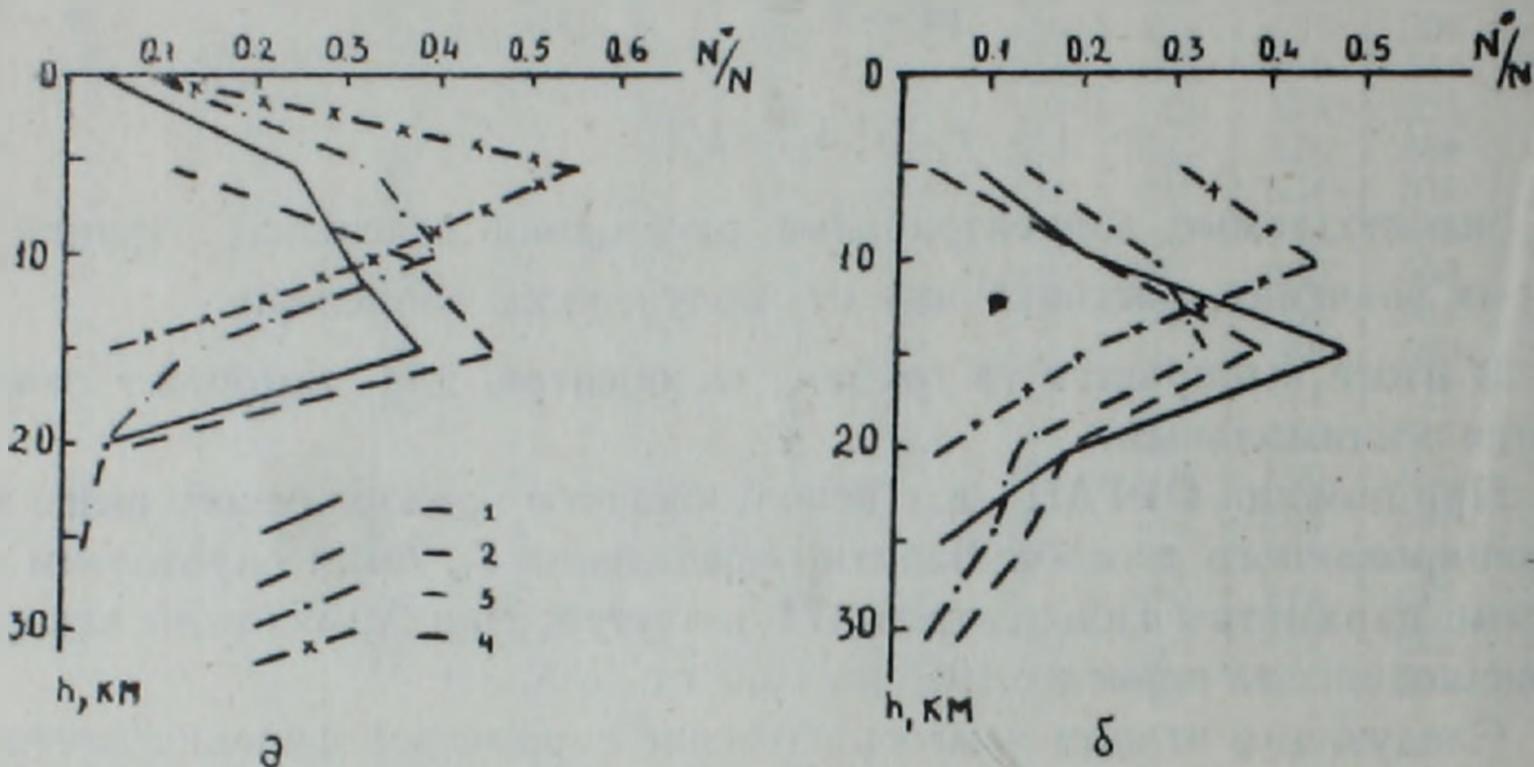


Рис. 1. Распределение землетрясений по глубинам. а--для землетрясений с  $9 < K < 10$ ; б— для землетрясений с  $K > 10$ ; 1, 2, 3, 4—для Джавахетской, Ардагано-Карсской, Бирдог-Котурской и Зангезурской зон соответственно.

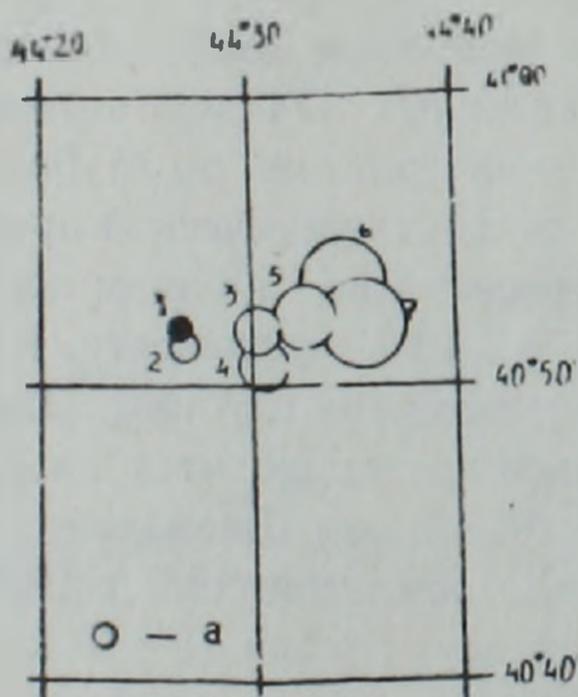


Рис. 2

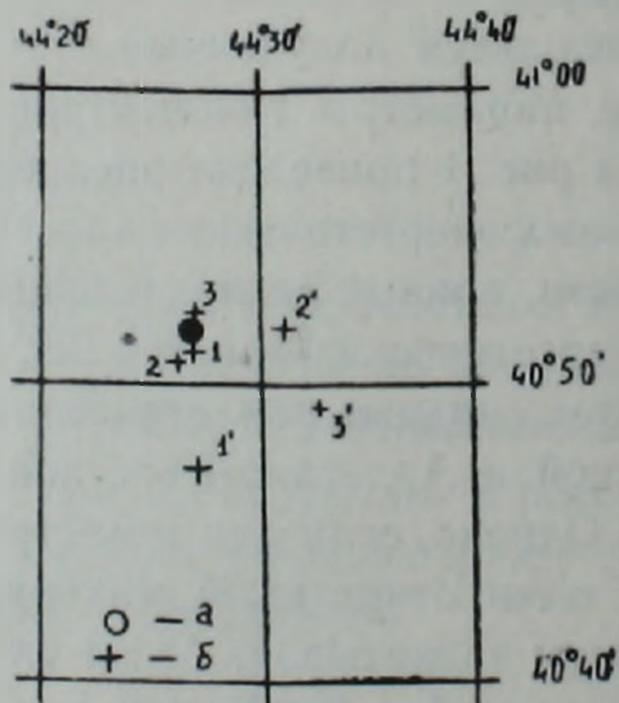


Рис. 3

Рис. 2. Пример определения координат взрыва 17.07.1977 г. по различным годографам. 1—истинные координаты взрыва; 2,3,4,5,6,7—координаты взрыва по годографам Саакяна А. А. (ОРГАН); Левицкой А. Я., Лебедевой Т. М. [3]; Твалтвадзе Г. К. [7]; Мурусидзе Г. Я. [4]; Джибладзе Э. А., Гоцадзе О. Д. [1]; Карапетян Н. К. [2] соответственно. а—радиус области ошибок, соответствующий 1 км.

Рис. 3. Пример определения координат взрыва 17.07.1977 г. по данным различных систем наблюдений. а—истинные координаты взрыва; б—координаты взрыва по различным системам наблюдений. 1,2,3—координаты взрыва по ОРГАН-у (Саакян А. А.); 1',2',3'—координаты взрыва по региональному годографу Кавказа (Левицкая А. Я., Лебедева Т. М.); 1,1'—по данным станций «Степанаван», «Ахалкалаки», «Бакуриани», «Они», «Тбилиси»; 2,2'—по данным станций «Варденис», «Горис», «Ереван», «Кировабад», «Лагодехи»; 3,3'—по данным станций «Ахалкалаки», «Бакуриани», «Кировабад», «Ленинакан», «Тбилиси».

Как видно, результаты определения всех параметров гипоцентров по ОРГАН-у оказались определенными с высокой степенью точности, а именно: отличия от истинных параметров следующие—координаты эпицентра—1 км, время в очаге—0,3 с., глубина—0 км.

Из остальных годографов Кавказа наилучшую согласованность с наблюдаемыми данными показал региональный годограф Кавказа, построенный А. Я. Левицкой, Т. М. Лебедевой [3]. Поэтому на рис. 3 приведено сравнение координат взрыва, определенных по годографам А. Я. Левицкой, Т. М. Лебедевой и ОРГАН-у по данным различных систем наблюдений.

Как видно, независимо от систем наблюдений, применение ОРГАН-а с использованием стационарных поправок позволяет получить координаты взрыва с высокой степенью точности (максимальное отклонение менее 3 км).

Таким образом, проведенные исследования создают возможность накопления необходимых сейсмологических данных, которые могут быть основой для дальнейшей детализации строения земной коры Кавказа.

ИГИС АН Армянской ССР,  
Сейсмическая станция «Степанаван»

Поступила 23. IX. 1983.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Джигладзе Э. А., Гоцадзе О. Д. Общие осредненные годографы Кавказа. Труды Ин-та геофизики АН Груз. ССР, т. XX, Тбилиси, 1962.
2. Карапетян Н. К. Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1974.
3. Левицкая А. Я., Лебедева Т. М. Годографы сейсмических волн Кавказа. Квартальный сейсмологический бюллетень, 21, № 1—4, Тбилиси, 1953.
4. Мурусидзе Г. Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Мецниереба, Тбилиси, 1976.
5. Саакян А. А. Эпицентральные поправки к стандартному годографу Джеффриса-Буллена для Армянского нагорья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1981.
6. Саакян А. А. Стационарные аномалии времен пробега Р-волн от землетрясений Армянского нагорья. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1, 1982.
7. Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии по сейсмическим данным и построение систем теоретических годографов. Мецниереба, Тбилиси, 1960.

УДК: 528.14

А. Г. АФРИКЯН

СПОСОБ ИТЕРАЦИИ ВЫЧИСЛЕНИЯ ОДНОКРАТНОЙ  
ОБРАТНОЙ ЗАСЕЧКИ

При вычислении координат пункта, определенного обратной однократной засечкой, используют формулы, данные в [3], которые требуют больших затрат времени при вычислительных работах

$$x_0 - x_3 = \frac{(x_1 - x_3) \operatorname{tg} \alpha_1 - (y_1 - y_3)}{\operatorname{tg} \alpha_1 - \operatorname{tg} \alpha_3} \quad (1)$$

$$y_0 - y_3 = (x_0 - x_3) \operatorname{tg} \alpha_3. \quad (2)$$

где

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{(y_2 - y_1) \operatorname{ctg} \beta_1 + (y_1 - y_3) \operatorname{ctg} \beta_2 + (x_3 - x_2)}{(x_2 - x_1) \operatorname{ctg} \beta_1 + (x_1 - x_3) \operatorname{ctg} \beta_2 - (y_3 - y_2)}. \quad (3)$$

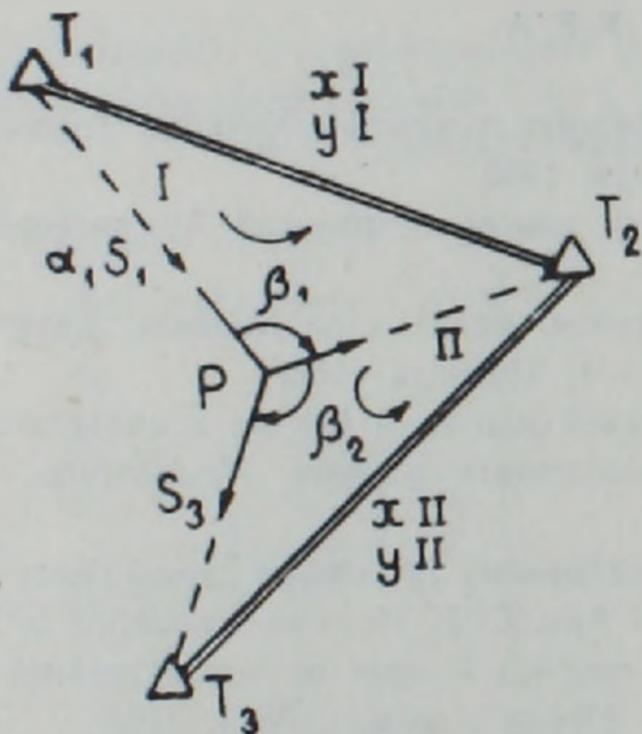


Рис. 1. Схема обратной однократной засечки.

В данной же работе показана возможность значительного сокращения объема вычислительных работ решаемой задачи с применением способа итерации Ньютона и ЭВМ.

Пусть нам даны координаты пунктов  $T_1(x_1, y_1)$ ;  $T_2(x_2, y_2)$ ;  $T_3(x_3, y_3)$ . На пункте  $P$ , координаты которого мы должны определить, измерены углы  $\beta_1, \beta_2$ .

Согласно теории метода итераций перед вычислениями составляется схема засечки по способу Болотова, например, в масштабе  $1:50000$ , с которой графически

определяют приближенное значение длин сторон  $S_1^{(0)}, S_2^{(0)}, S_3^{(0)}$ , также приближенное значение дирекционного угла исходной стороны  $\alpha_1$ . Рассматривая полученные треугольники как полигоны и указав направление для всех линейных элементов, выбрав направления обходов в полигонах I и II, составляют для них условные уравнения координат (4).

$$\begin{aligned} \cos \alpha_1 v_{s_1} + \cos \alpha_2 v_{s_2} - 1/g \Delta y_1 v_{x_1} - 1/g \Delta y_2 v_{y_2} + w_{x_1} &= 0 \\ \sin \alpha_1 v_{s_1} + \sin \alpha_2 v_{s_2} + 1/g \Delta x_1 v_{x_1} + 1/g \Delta x_2 v_{x_2} + w_{y_1} &= 0 \\ -\cos \alpha_2 v_{s_2} + \cos \alpha_3 v_{s_3} + 1/g \Delta y_2 v_{y_2} - 1/g \Delta y_3 v_{y_3} + w_{x_2} &= 0 \\ -\sin \alpha_2 v_{s_2} + \sin \alpha_3 v_{s_3} - 1/g \Delta x_2 v_{x_2} + 1/g \Delta x_3 v_{x_3} + w_{y_2} &= 0. \end{aligned} \quad (4)$$

Учитывая, что

$$\Delta y_1 + \Delta y_2 + \Delta y_1 = 0, \quad (5)$$

можно определить

$$\Delta y_1 = -(\Delta y_1 + \Delta y_2), \quad (6)$$

где  $\Delta y_1$  — приращение координат между двумя соседними твердыми пунктами.

Аналогично:

$$\Delta x_1 + \Delta x_2 + \Delta x_1 = 0 \quad (7)$$

$$-\Delta x_1 = \Delta x_1 + \Delta x_2. \quad (8)$$

В матричной форме условные уравнения имеют следующий вид:

$$A\Delta x + b = 0, \quad (9)$$

где

$$A = \begin{pmatrix} \cos\alpha_1 & \cos\alpha_2 & 0 & 1/g\Delta y_I \\ \sin\alpha_1 & \sin\alpha_2 & 0 & -1/g\Delta x_I \\ 0 & -\cos\alpha_2 & \cos\alpha_3 & 1/g\Delta y_{II} \\ 0 & -\sin\alpha_2 & \sin\alpha_3 & -1/g\Delta x_{II} \end{pmatrix} \quad (10)$$

$$b = \begin{pmatrix} w_{x_1} \\ w_{y_1} \\ w_{x_2} \\ w_{y_2} \end{pmatrix} \quad (11)$$

$$\Delta x = \begin{pmatrix} v_{s_1} \\ v_{s_2} \\ v_{s_3} \\ v_{s_4} \end{pmatrix}. \quad (12)$$

Решить уравнение (9) можно, используя простой и модифицированный способы Ньютона, т. е. определить векторы поправок из соотношений:

$$\Delta x^{(p+1)} = - (A^{(p)})^{-1} \cdot b^{(p)} \quad (13)$$

$$\Delta x^{(p+1)} = - (A^{(0)})^{-1} \cdot b^{(p)}. \quad (14)$$

В простом способе Ньютона (13) для вычисления вектора поправок в каждой итерации применяется значение как матрицы  $A$ , так и вектора невязок. Однако на практике точное значение матрицы частных производных знать необязательно, поэтому существующая модификация метода Ньютона (14) предусматривает вычисление этой матрицы на первом шаге итерационного процесса, а в дальнейших итерациях можно ее не изменять. Число производимых итераций зависит от требуемой точности вычислений. После определения вектора поправок уточняются приближенные значения

$$S_i^{(0)} + v_{s_i}^{(p)} = S_i^{(p)} \quad (15)$$

$$\alpha_1^{(0)} + v_{\alpha_1}^{(p)} = \alpha_1^{(p)}. \quad (16)$$

Для решения этой задачи по простому и модифицированному способу Ньютона составлены прилагаемые к работе программы на «Наири-К». В качестве примера было рассмотрено определение координат пункта, полученного обратной однократной засечкой, используя данные примера № 2 на стр. 246 «Практикума по геодезии» В. Г. Селиханович и др. [3].

Результаты вычислений приведены в таблице.

№ итер.	$\alpha_1$ 0 ' ''	$S_1$ м	$S_2$ м	$S_3$ м	$x_p$ м	$y_p$ м
I	324°	3000	1650	2000	11197,184	5026,987
II	323 57 19,9	3133,813	1734,958	1739,468	11116,357	5094,999
III	323 57 20,0	3133,817	1734,936	1739,490	11116,348	5095,007
					11116,347	5095,007

Для сравнения в последней строке таблицы приведены координаты  $x_p$ ,  $y_p$ , взятые из учебника «Практикум по геодезии» при решении данного примера.

Ереванский политехнический  
институт

Поступила 13. V. 1983.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Голубев В. В., Лаврентьев М. А. Программирование на ЭВМ «Наири-К». ч. II, Москва, МИИГАиК, 1975.
2. Демидович Марон Б. П. Основы вычислительной математики. Наука, 1970.
3. Селиханович В. Г. Практикум по геодезии. Недра, М., 1978.

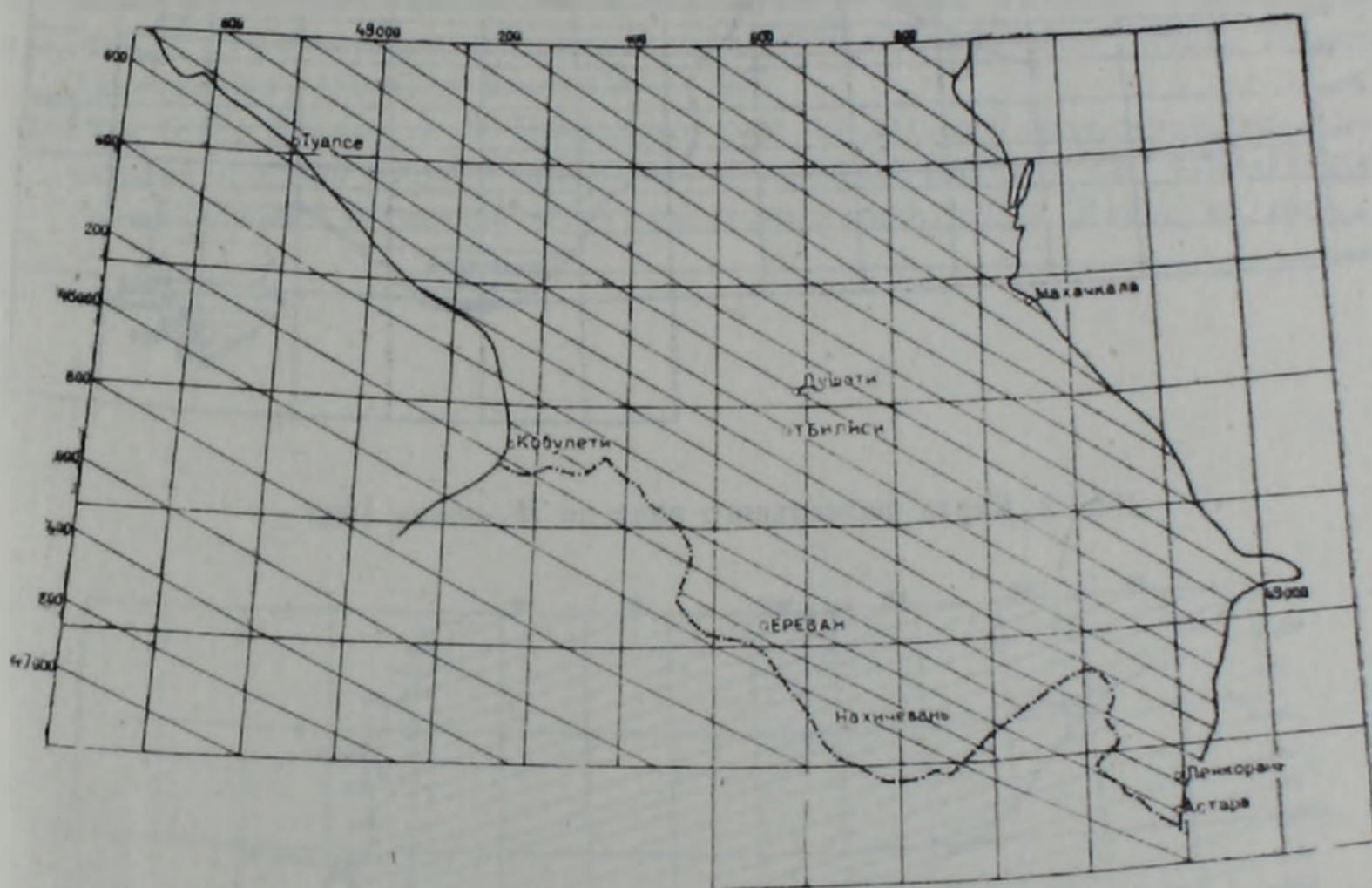
## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.384.6

О. Г. ОВСЕПЯН, Л. А. АХВЕРДЯН

КАРТЫ НОРМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ  
КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА ЭПОХИ 1980 г.

В сообщении [2] показана возможность построения качественного нормального поля модуля полного вектора— $T$  и компонент на основе корректировки глобальной аналитической модели и построены карты территории Кавказа эпохи 1970 г.

Рис. 1. Карта нормального поля по  $T$ -эпохи 1980 г.

Магнитное поле не остается постоянным, и для построения карт 1975 г. необходимо знать величину изменений поля—вековую вариацию.

В работе [3] дано аналитическое представление вековой вариации. Представление поля и вековой вариации с помощью полинома намного упростило задачу приведения к новой эпохе и задачу прогноза в силу того, что, используя данные пунктов повторных измерений (ПВХ), можно найти зависимость коэффициентов полинома, аппроксимирующего вековую вариацию от времени, экстраполировать эту зависимость на пятилетний интервал и по этой зависимости привести к новой эпохе коэффициенты, аппроксимирующие поле. Указанный принцип положен в основу приведения карт  $T$  эпохи 1970 г. к 1975 г. по вновь полученной информации и прогноза на 1980 г. В качестве примера рассмотрим карты модуля полного вектора, наиболее широко используемые производствен-

ными и научными организациями. Однако, предлагаемый метод приемлем для построения карт любой компоненты при условии, что на рассматриваемой территории имеется обсерватория и некоторое количество ПВХ, по которым имеется информация о изменении поля в векторной форме.

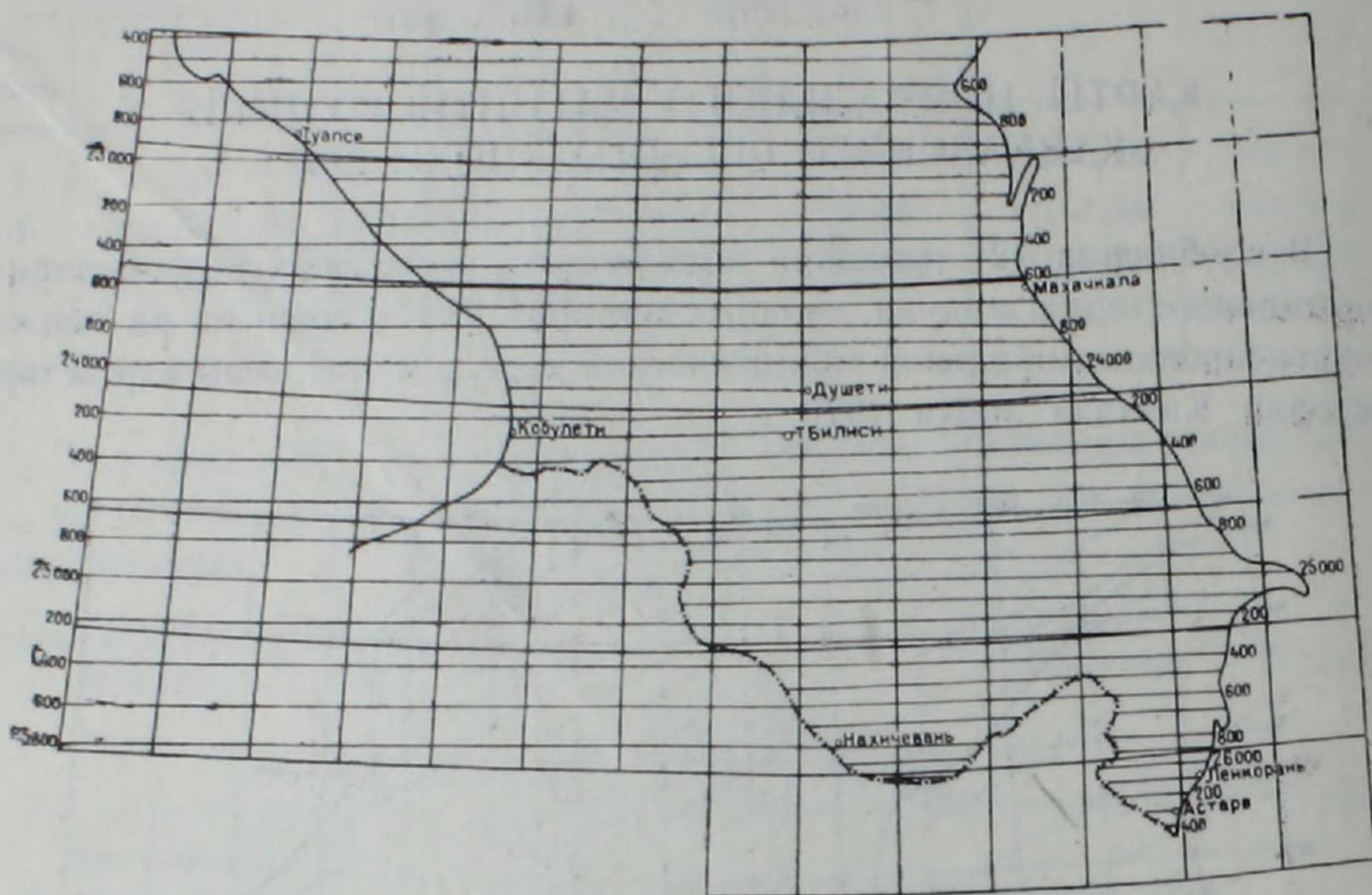


Рис. 2. Карта нормального поля по  $H$ —эпохи 1980 г.

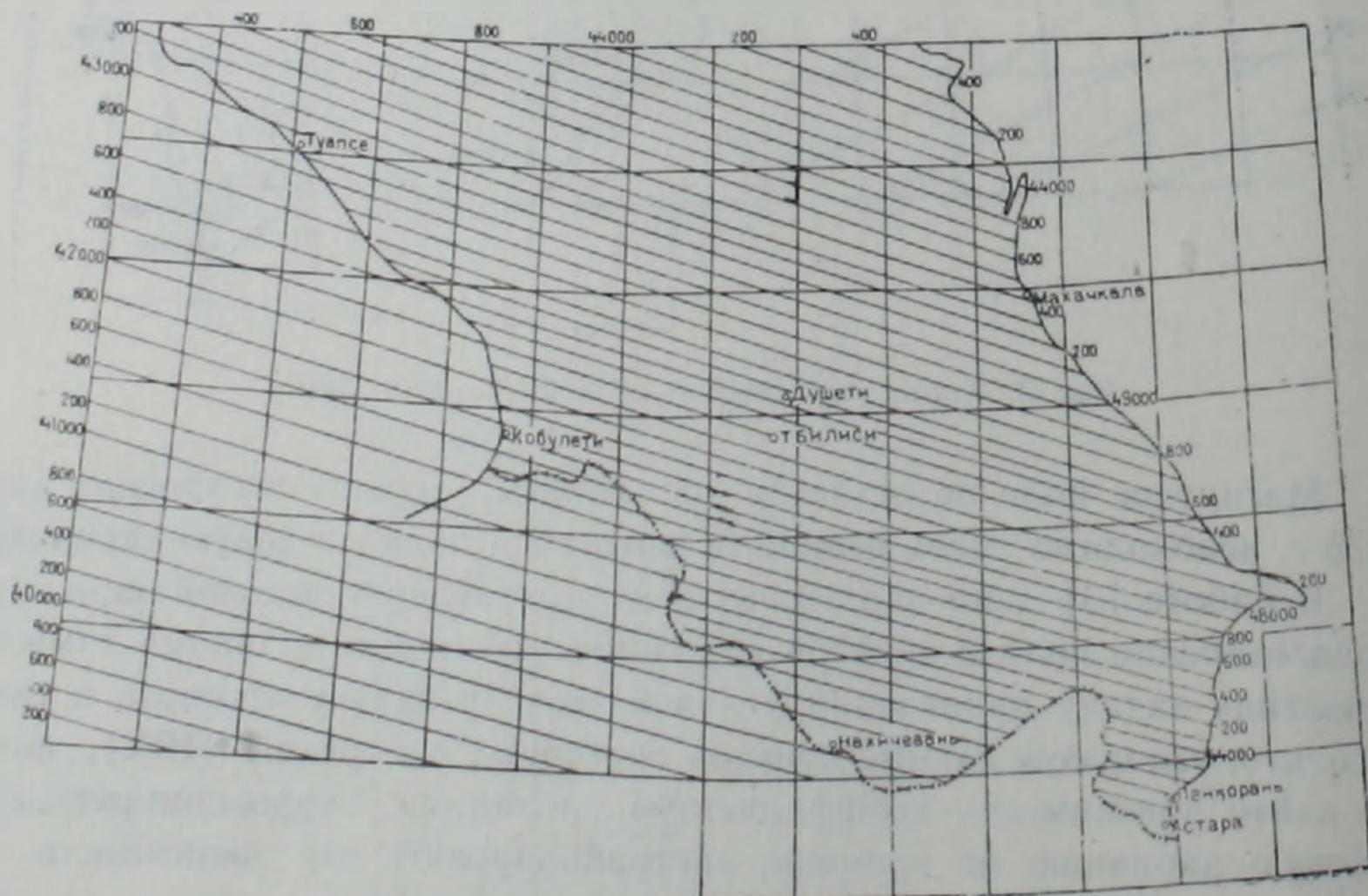


Рис. 3. Карта нормального поля по  $Z$ —эпохи 1980 г.

По машинной программе, составленной в ИЗМИРАН [1], были рассчитаны компоненты геомагнитного поля по модели МАГСАТ 6/80  $n =$

$m = 13$  (США, Ланджел и др.) и построены карты нормального поля по компонентам для территории Кавказа (рис. 1, 2, 3). Используя данные ПВХ, имелась возможность оценки двух карт, построенных двумя разными способами.

Раосчитывалась разница значений по двум картам—прогностической и построенной по модели МАГСАТ [2, 3], определялась поправка  $\Sigma T_{\text{л}}$ . Эта поправка составляет 30—40 нТ, т. е. обе карты адекватны и могут использоваться научными и производственными организациями, ведущими магнитометрические исследования на территории Кавказа.

СКБ НКГСПС АН Арм.ССР

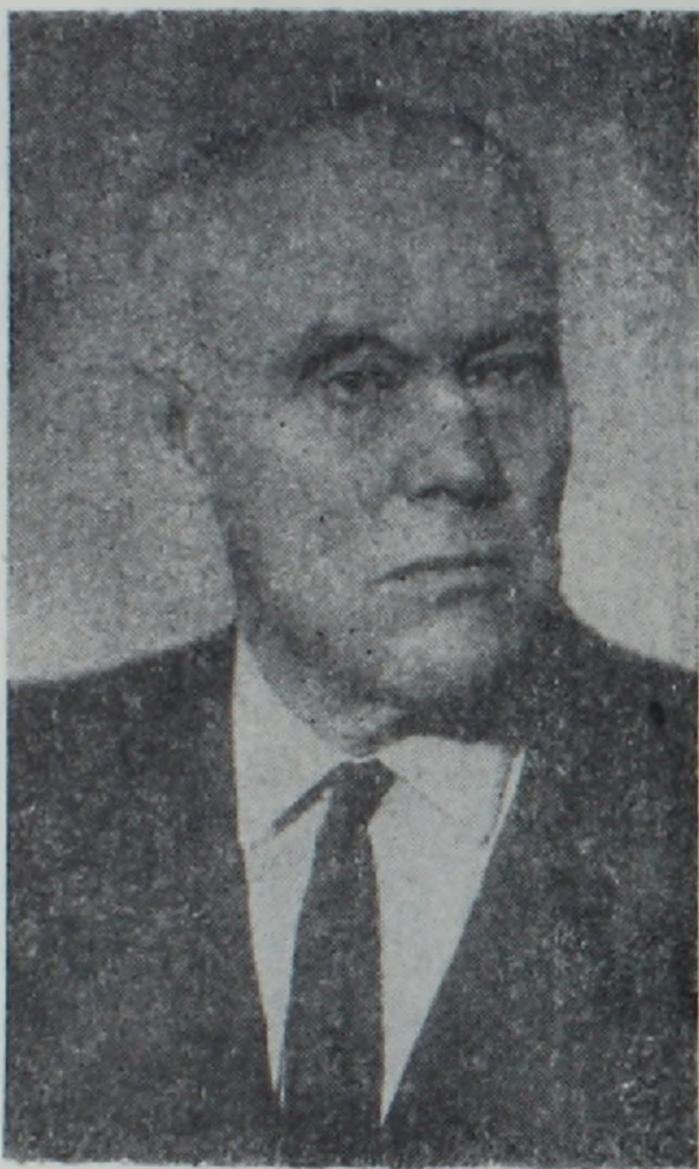
Поступила 13. VI. 1983.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бенькова Н. П., Бондарь Т. Н. Модель МАГСАТ. II Всесоюзный съезд «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм», Тбилиси, 1981.
2. Овсепян О. Г. Карты нормального поля эпохи 1970 г. Кавказского региона. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1975.
3. Овсепян О. Г., Пушков А. Н. Приведение карт нормального поля ограниченной территории к новой эпохе и прогноз на пятилетний интервал. Сб.: «Исследование пространственно-временной структуры геомагнитного поля», Наука, М., 1977.

## КОНСТАНТИН НИКОЛАЕВИЧ ПАФФЕНГОЛЬЦ

24 сентября 1983 г. в г. Ленинграде, в возрасте 91 года, скончался Константин Николаевич Паффенгольц—выдающийся советский геолог, один из основоположников современной геологии Кавказа, академик Академии наук Армянской ССР.



Родился Константин Николаевич Паффенгольц в 1893 г. в с. Албанец Бессарабии (ныне Молдавская ССР).

Систематические исследования геологии Малого Кавказа Константин Николаевич Паффенгольц начал в возрасте 30 лет, имея за плечами опыт геолого-съёмочных работ и изучения минеральных ресурсов. В 1916 г., будучи студентом Горного института Петербурга, он участвовал в картировании ледников Эльбруса, за что был избран действительным членом Русского географического общества и удостоен его Малой золотой медали. Позже, в 1922 г., он изучает железорудные месторождения Кольского полуострова, работая магнитологом, и в эти годы избирается действительным членом

Всероссийского минералогического общества.

Изучению Кавказа и Закавказья прежде всего Константин Николаевич Паффенгольц отдал всю свою жизнь. Начав планомерную геологическую съёмку с 1923 г., Константин Николаевич Паффенгольц отснял более половины территории Закавказья. Вместе с большой группой исследователей центральных научных учреждений и геологов Закавказья (Ш. А. Азизбеков, Ю. А. Арапов, И. В. Барканов, В. П. Батулин, В. В. Богачев, А. С. Гинзбург, В. Г. Грушевой, А. П. Демехин, А. Л. Додия, О. Т. Карапетян, В. Н. Котляр, А. В. Кржечковский, П. И. Лебедев, Б. Ф. Мефферт, С. С. Мкртчян, Н. Я. Монахов, В. П. Ренгартен, И. Н. Ситковский, А. Н. Соловкин и многие другие) Константин Николаевич в течение более чем двух десятилетий вел геолого-съёмочные работы, сбор материалов по различным вопросам региона. Венцом этой крайне необходимой для развития минеральных ресурсов работы явилось выполненное

Константином Николаевичем Паффенгольцем обобщение геолого-съёмочных и прочих материалов и составление первой для региона сводной геологической карты, которая стала основой для всех последующих геологических работ.

Завершив составление геологической карты к концу 30-х и началу 40-х годов, Константин Николаевич приступает к широкому научному обсуждению вопросов геологического строения, стратиграфии, тектоники и сейсмичности региона. В его монографических исследованиях подробно рассматривается место Закавказья в структуре Передней Азии и научно обоснованно проводятся соответствующие геологические корреляции.

В 1935 г. Константину Николаевичу Паффенгольцу присуждается ученая степень кандидата геолого-минералогических наук (без защиты), а в 1943—доктора геолого-минералогических наук. Основой для докторской диссертации послужили его многолетние исследования геологического строения региона. Позже, в 1949 г., за монографию «Геология Армении. Армения в системе Малого Кавказа и Малой Азии» Константину Николаевичу Паффенгольцу присуждается Государственная премия I степени. В 1943 г. Константин Николаевич Паффенгольц был утвержден в первый состав созданной в том году Академии наук Армянской ССР.

Во время Великой Отечественной войны, начиная с 1941 г. К. Н. Паффенгольц командировается в Армянское геологическое управление с целью обеспечения работ для нужд армии. Образцовое выполнение этих заданий было отмечено правительственной наградой.

С 1945 г. он работает во ВСЕГЕИ в Ленинграде, продолжая полевые геологические исследования на Кавказе. С 1945 по 1952 гг. по совместительству работает профессором Ереванского государственного университета. Под его руководством было подготовлено большое число кандидатов и докторов наук. Геологии Кавказа К. Н. Паффенгольц посвятил и последние четыре десятилетия жизни. За эти годы им составлены разномасштабные геологические карты региона, среди них «Сводная геологическая карта Кавказа», которая демонстрировалась на XX сессии Международного геологического конгресса в Мехико. В 1956 г. им был опубликован ряд монографий по региональной геологии Кавказа, тектонике, стратиграфии, магматизму и металлогении и другим вопросам геологии, проведено редактирование геологических и геоморфологических карт и монографических работ по геологии региона.

В последнее десятилетие своей жизни Константин Николаевич успешно осуществил руководство редактированием двухтомного Геологического словаря (1983 г.) и завершил две монографии по стратиграфии и магматизму мезозоя региона. Научное наследие К. Н. Паффенгольца огромно—это более 30 монографий и 250 научных работ, большое число геологических карт, отчетов и др.

За выдающиеся заслуги в развитии геологии К. Н. Паффенгольц был награжден двумя Орденами Ленина, Орденом Трудового Красного Знамени, Орденом «Знак Почета», а также медалями. В 1968 г. он был удостоен почетного звания «Заслуженного деятеля науки Армянской

ССР и Азербайджанской ССР», в 1968 г. был награжден Почетной грамотой Верховного Совета Армянской ССР.

Вся жизнь и деятельность К. Н. Паффенгольца является ярким примером честного служения делу становления и дальнейшего успешного развития геологической науки и практики нашей страны.

Светлая память о Константине Николаевиче Паффенгольце — выдающемся ученом, великом труженике, внесшем огромный вклад в развитие геологии Кавказа, скромном и отзывчивом человеке и гражданине навсегда сохранится в сердцах армянских геологов.

*Отделение наук о Земле АН Армянской ССР,  
Институт геологических наук АН Армянской ССР,  
Управление геологии Армянской ССР,  
Ереванский государственный университет,  
Армянское геологическое общество*

**Հայկական ՍՍՀ գիտությունների ակադեմիայի գիտություններ երկրի  
մասին տեղեկագրի XXXVI հատորի բովանդակությունը**

Վ. Ա. Աղամալյան. Հայկական ՍՍՀ մինչքեմբրյան շերտագրությունը	4—26
Շ. Հ. Ամիրյան, Գ. Հ. Փիջյան. Աբմանիսի պղինձ-բազմամետաղային հանքավայրը	6—30
Ս. Հ. Աշիֆյոզյան, Ս. Ա. Չոհրաբյան, Հ. Գ. Միրզոյան, Խ. Հ. Սարգսյան. Ղափանի հանքային շրջանի մեզոկայնոզոյան մազմատիկ կոմպլեքսների պետրոքիմիական առանձնահատկությունները և նրանց հանքաբերության որոշ հարցերը	2—3
Յ. Հ. Առաֆելյան. Կերչի թերակղզում ավերիչ երկրաշարժերի ինտենսիվության որոշումը անտիկ շինությունների պեղումները ուսումնասիրելու միջոցով	4—40
Ա. Տ. Ասլանյան. Տավրոս-Կովկասյան օռոգների երկրաբանական կառուցվածքի և տեկտոնական զարգացման հիմնական գծերը	3—23
Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրագնդի ներքին ծավալի և բևեռային սեղմման խոշոր փոփոխությունները և նրանց տեկտոնական հետևանքները	4—3
Ա. Տ. Ասլանյան. Լիթոսֆերային սալերի տուրբուլենտության շափանիչի ստիմանման շուրջ	6—3
Ա. Տ. Ասլանյան, Կ. Գ. Շիրինյան, Ա. Ա. Կարապետյան. Ջրաբերի հանքավայրի պերլիտներում հայտնաբերված գրանիտոիդային ներփակման պետրոգրաֆիան, քիմիզմը և հրամետամորֆիզմի յուրահատկությունները	5—3
Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ս. Խ. Աուխսյան. Բջնի միզմատիտ-դրանիտային զանգվածի հասակը (ըստ Rb—Sr իզոթոնային ռադիոմետոդիայի տվյալների և երկրաբանական պատկերացումների)	6—15
Ա. Հ. Գաբրիելյան. Երկրաբանական գիտությունների զարգացումը Հայաստանում 60 տարում	3—3
Վ. Բ. Գամոյան. Թափառող հոսանքների զաշտի պոտենցիալը մարմնի սովայության դեպքում	2—38
Բ. Ց. Նեևյան. Կովկասի հարավ-արևելյան մասի խզումնային սեյսմոզոն գոտիները	5—46
Լ. Ն. Չոհրաբյան, Յու. Վ. Ասրյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի ինժեներական գեոմորֆոլոգիայի հարցերը	1—36
Գ. Ն. Կատեբեյլ, Վ. Ի. Շմուրատկո. Երկրի և Մարսի մոլորակաբանական տարբերություններն ու նմանությունները	6—62
Ա. Բ. Կարապետյան, Հ. Պ. Գույումջյան, Է. Մ. Նալբանդյան. Հայկական ՍՍՀ կալվար գետի ավազանի դայկանների գոլավորության ծագման մեջ ցեոլիտացման դերի մասին	6—46
Ա. Բ. Կարապետյան, Վ. Հ. Պարոնիկյան, Հ. Ա. Թումանյան. Ալավերդի-Շամլուղ-Ախթալա հանքային հանգույցի և Ալավերդու հանքային շրջանի նրան հարող մասերի հանքաբերության քանակական կանխատեսման փորձ	5—15
Ա. Բ. Կարապետյան, Ս. Ն. Նազարեթյան, Ա. Ա. Կիրակոսյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի համակովկասյան տարածում ունեցող խորքային բեկվածքների երկայնքով սեյսմիկականության ժամանակային ընթացքը	1—3
Ս. Հաբերլանդտ, Գ. Կրիստոֆ. Սիլիկատների տարբեր ստրուկտուրաներում թերմոդինամիկ իզոտոպային էֆեկտների հետազոտությունը	5—56
Է. Խ. Աուլյան. Հայկական ՍՍՀ տուրմալինային գրանիտների պետրո-երկրաքիմիական մի քանի առանձնահատկությունները	3—33
Ա. Խ. Անագականյան, Ի. Խ. Պետրոսով. Հայկական ՍՍՀ նոյեմբրյանի հանքավայրի թխու տուֆերի պետրոգրաֆիական-միներալոգիական բնութագիրը և ցեոլիտացման ու մոնտմորիլոնիտացման առանձնահատկությունները	2—19
Ռ. Հ. Սարգսյան, Ս. Հ. Աշիֆյոզյան, Ս. Ա. Չոհրաբյան, Հ. Գ. Միրզոյան. Նոր տվյալներ Ղափանի հանքային շրջանի ստրուկտուրայի մասին	5—28

Վ. Ե. Վարբանեսով. Քաջարանի հանքային դաշտի շտովերկային հանքանյութերի ներ- ծին եզրապսակները . . . . .	1—17
Վ. Շ. Ցոմայա, Վ. Ղ. Վանեսյան, Գ. Վ. Հակոբյան. Արագած լեռան ժամանակակից սառցապատումը . . . . .	2—44
Յու. Պ. Օրովեցկի, Գ. Վ. Եզուրկինա. Կենտրոնական Հայաստանի խորրային մագմատիկ դիապիրիզմը . . . . .	5—41

**ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ**

Ռ. Հ. Ամասյան, Հ. Գ. Համբարձումյան. Գրունտներում սեյսմիկ երևույթների մոդելա- վորման հավանական շափանիշները . . . . .	3—50
Վ. Լ. Անանյան. Մթնոլորտային նստվածքազոյացումների ուսումնասիրման հարցի վերաբերյալ . . . . .	1—50
Ք. Ա. Ավագյան. Պետրոգրաֆա-դիատոմային կազմի նշանակությունը դիատոմային ապարների որակական բնութագրման ժամանակ (Հայկական ՍՍՀ Որոտանի հանքավայրի օրինակով) . . . . .	2—52
Ա. Կ. Աֆրիկյան. Մեկ հակադարձ հատումով կենդի կոորդինատների հաշվման իտերա- ցիայի եղանակը . . . . .	6—36
Ն. Ս. Բաղալյան. Գեղամ-Սյունիքի հրաբխային մարզի մագնիսական դաշտի գծային տարրերն ու խզումնային տեկտոնիկան . . . . .	1—75
Ա. Ս. Բարխուդարյան, Պ. Վ. Համբարձումյան. Հիդրոդինամիկ հարթաչափման փակ սիստեմի հետազոտությունը . . . . .	4—77
Վ. Բ. Գամոյան, Ա. Վ. Բաղալյան, Գ. Վ. Հաբուրյան, Ե. Մ. Լուկեչյան. Քվադրիս- տացիոնար էլեկտրական խանգարումների հաշվառման եղանակը հաստատուն հոսանքի մեթոդներով էլեկտրահետախուզության ժամանակ . . . . .	4—56
Գ. Ս. Գրիգորյան, Ա. Կ. Դավթյան, Ս. Ա. Փիրուզյան, Ա. Կ. Նանեգաբարյան. Մագնի- սավարիացիոն պրոֆիլավորումը (ՄՎՊ) Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում . . . . .	2—69
Ս. Վ. Գրիգորյան. Մթնոլորտի ուղղաձիգ հոսանքների դաշտի վերածումը բնական բա- ղադրիչների էմպիրիկ օրթոգոնալ ֆունկցիաների մեթոդով . . . . .	1—45
Վ. Գ. Գրիգորյան. Ռեակցիայի սպեկտրի կախվածությունն ուժեղ երկրաշարժի մագնի- տուդայից և էպիկենտրոնի հեռավորությունից . . . . .	1—57
Վ. Ռ. Իսրայելյան. Օբսիդիանների էլեկտրոնային մանրադիսուակային հետազոտություն- ները . . . . .	6—71
Գ. Ա. Խաչատրյան. Հորատման սանդղային ճշտման անհրաժեշտությունը . . . . .	3—66
Մ. Ա. Կուկուբյան. Կապարի սուլֆոանտիմոնիտների առաջացման հաջորդականությունը և նրանց բյուրեղացման պայմանները Մարջանի բազամետաղային հանքավայրի օրինակով . . . . .	5—68
Ս. Ռ. Հովնանյան, Ա. Հ. Սիմոնյան. էլեկտրամագնիսական դաշտի տարածա-ժամա- նակային կառուցվածքը Գեղարդ-Սևանա լճի կտրվածքով . . . . .	4—63
Ս. Գ. Հովսեփյան, Լ. Ա. Հախվերդյան. Կովկասյան ռեգիոնի 1980 թ. ժամանակաշրջա- նի նորմալ մագնիսական դաշտի բարտեզները . . . . .	6—39
Ս. Ա. Ղազարյան. Հաստատուն հոսանքի էլեկտրական դաշտի հետազոտումը լեռնային փորվածքը հաշվի առնելու համար . . . . .	2—56
Ա. Կ. Մաքևոսյան. Դիմադրությունների և հարուցված բեռնացման մեթոդներով հետա- զոտությունների ընթացքում եռէլեկտրոդ էկրանավորված տեղակայանքի օգտա- գործման հնարավորությունների մասին . . . . .	1—85
Հ. Հ. Մինասյան. Հայկական ՍՍՀ կայնոզոյան հրաբխածին ապարների հակադարձ մագնիսացվածությունը . . . . .	1—69
Ս. Տ. Միրիչյանյան. Արփա-Սևան ջրատարի № 4 հորանի տեղամասի գեոթերմիկ պայ- մանները . . . . .	3—41
Հ. Վ. Մխիթարյան. Մեղրածորի հանքավայրի հանքային մարմինների կառուցվածքի առանձնատեսությունները և հանքառաջացման պայմանները . . . . .	4—50
Ա. Կ. Յուխանյան. Յու. Ս. Գեղաֆա. Հայաստանի ուշկայնոզոյան հրաբխածին ապար-	

ներում խորքային ներփակումների խտությունն ու սեղմելիությունը երկրակեղևի թերմոդինամիկ պայմաններում . . . . .	1—63
Վ. Վ. Նահապետյան. Ջերմամնացորդային մագնիսաքվածությունների հետազոտումը ճնշման տակ տարրեր ջերմաստիճանների պայմաններում . . . . .	2—63
Բ. Ա. Շիրոկով, Կ. Մ. Անտիխնա, Թ. Ա. Սիրունյան. Աղի գործող հանքահորի տեխնոգեն պորժոնները և նրանց աղդիցությունը երկրակեղևի թեքությունների շարժման վրա . . . . .	3—45
Վ. Խ. Պողոսյան (անդաճատային-ֆացիալ պրոֆիլավորումը որպես լեռնահովանի լանդշաֆտների ուսումնասիրման մեթոդ (Սաղկաձոր գետի հովտի օրինակով) . . . . .	5—83
Գ. Ս. Զբրաշյան. Հալոցքային ներփակումների համոզենացման ջերմաստիճանների շարժումների ժամանակ թերմոգրադիենտի ուղղման որոշումների մեթոդիկայի վերաբերյալ . . . . .	5—75
Ա. Ա. Սահակյան, Է. Կ. Գյոդակյան, Գ. Վ. Սարգսյան. Հայկական լեռնաշխարհի միջինացված ուղիները գոգոգրաֆի կիրառման արդյունքները . . . . .	6—80
Լ. Բ. Սլավինա, Ա. Խ. Բաղրամյան, Մ. Բ. Մկրտչյան. Մակերեսային հոգոգրաֆների օգտագործումը Հայկական լեռնաշխարհի երկրաշարժային էպիկենտրոնների պարամետրերը ճշտելու համար . . . . .	3—56
Ա. Ա. Վաղանյան, Տ. Բ. Նեչաևա, Զ. Հ. Մինասյան. Հնեադարավոր փոփոխությունների ուսումնասիրման փորձը ըստ Սևանա լճի հոլոցենյան լճային նստվածքների . . . . .	5—66
Ա. Ա. Վաղանյան, Տ. Բ. Նեչաևա, Կ. Ն. Պետրովա. Հուսադրյուրի կտրվածի նստվածքների մագնիսական հատկանիշները . . . . .	1—79
Կ. Ս. Տոսզյան. Հիդրոդինամիկ նիվելիրացումը երկու սնող բաքերով . . . . .	2—74
Ս. Ս. Փահլևանյան. Տարրեր լեռնա-երկրաբանական պայմաններում դանդաղ լարված փճակի գնահատման ժամանակ սեյսմոակուստիկ հետազոտությունների արդյունքները . . . . .	4—70
Ա. Ե. Քոչարյան. Բարելավել հայկական երկրաբանական տերմինաբանությունը . . . . .	3—62

**ԳԻՏԱԿԱՆ ՔՐՈՆԻԿԱ**

Զ. Մ. Առուստամովա, Դ. Ս. Նազարեթյան, Անդրկովկասի բնության ոեկրեադիայի և սլահպանության աշխարհագրական խնդիրներին նվիրված կոնֆերանս . . . . .	3—78
Ս. Հ. Կարապետյան, Մ. Ա. Կուկուլյան. Համամիութենական միներալոգիական ընկերության VI համագումարը . . . . .	2—81
Յու. Վ. Սալադյան. Զորրորդական ժամանակաշրջանի ուսումնասիրման Միջազգային ընկերության Հոլոցենի հանձնաժողովի սիմպոզիումը (Ինկվի) . . . . .	2—85

**ԴՐԱԽՈՍԱԿԱՆՆԵՐ**

Ա. Բ. Կարապետյան. Հանքային դաշտերի և հանքավայրերի երկրաբանական ստրուկտուրաներին նվիրված նոր դասագրքի վերաբերյալ . . . . .	3—74
---	------

**ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ**

Կոնստանտին Նիկոլայի Պաֆենհոլց . . . . .	6—92
---	------

**Ռ Ե Ֆ Ի Ր Ա Տ Ն Ե Ր**

Ա. Ս. Պապոյան Զանգեզուրի (Հայկական ՍՍՀ) ուշ յուրայի հասակի կորալները . . . . .	4—83
Ն. Ս. Սարգսյան. Գեղում շրջապատվող խոտորումների հետազոտությունների պրոցեդուրայի մասին . . . . .	4—84

Содержание XXXVI тома Известий Академии наук  
Армянской ССР, Науки о Земле

В. А. Агамалян. Стратиграфия докембрия Армянской ССР . . . . .	4—26
Ш. О. Амирян, Г. О. Пиджян. Армянское медно-полиметаллическое место- рождение . . . . .	6—30
Ф. О. Аракелян. Исследование раскопок античных сооружений на Керченском полуострове для оценки интенсивности разрушительных землетрясений	4—40
А. Т. Асланян. Основные черты геологического строения и тектонического раз- вития Тавро-Кавказского орогена . . . . .	3—3
А. Т. Асланян. Большие изменения внутреннего объема и полярного сжатия Зем- ли и их тектонические последствия . . . . .	4—3
А. Т. Асланян, К. Г. Ширинян, С. Г. Карапетян. Петрография, химизм и особен- ности пирометаморфизма гранитоидного включения в перлитах Джра- берского месторождения . . . . .	5—3
А. Т. Асланян. К определению критерия турбулентности литосферных плит . . . . .	6—3
С. О. Ачикгезян, С. А. Зограбян, Г. Г. Мирзоян, Р. А. Саркисян. Петрохимиче- ские особенности мезокайнозойских магматических комплексов Кафанско- го рудного района и некоторые вопросы их рудоносности . . . . .	2—3
Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян. О возрасте Бжнийского массива мигматит-гра- нитов (по данным Rb-Sr изохронной радиометрии, с учетом геологических представлений) . . . . .	6—15
В. Е. Вартинесов. Эндогенные ореолы штокверковых руд Каджаранского руд- ного поля . . . . .	1—17
А. А. Габриелян. Развитие геологических наук в Армянской ССР за 60 лет . . . . .	3—13
В. Б. Гамоян. Потенциал поля блуждающих токов при наличии пластообразного тела . . . . .	2—38
Э. Х. Гуляк. Некоторые петро-геохимические особенности турмалиновых грани- тов Армянской ССР . . . . .	3—33
Б. Ц. Еремян. Разрывные сейсмогенные зоны юго-восточной части Кавказа . . . . .	5—46
А. И. Карапетян, С. Н. Назаретян, А. Л. Киракосян. Временной ход сейсмич- ности по главнейшим общекавказским глубинным разломам территории Армянской ССР . . . . .	1—3
А. И. Карапетян, В. О. Пароникян, Г. А. Туманян. Опыт количественного про- гноза оруденения рудного узла Алаверди—Шамлуг—Ахтала и прилегаю- щих частей Алавердского рудного района . . . . .	5—15
А. И. Карапетян, О. П. Гуюмджян, Э. М. Налбандян. О роли цеолитизации в пронсхождении полосчатости даек бассейна р. Лалвар Армянской ССР . . . . .	6—46
Г. Н. Каттерфельд, В. И. Шмуратко. Планетологические различия и сходства Земли и Марса . . . . .	6—62
А. Х. Мнацаканян, И. Х. Петросов. Петрографо-минералогическая характери- стика и особенности цеолитизации и монтмориллонитизации кислых ту- фов Ноемберянского месторождения Армянской ССР . . . . .	2—19
Л. Н. Зограбян, Ю. В. Асрян. Вопросы инженерной геоморфологии Армянской ССР . . . . .	1—28
Ю. П. Оровецкий, Г. В. Егоркина. Глубинный магматический диапиризм Цен- тральной Армении . . . . .	5—41
Р. А. Саркисян, С. О. Ачикгезян, С. А. Зограбян, Г. Г. Мирзоян. Новые дан- ные о структуре Кафанского рудного района . . . . .	5—28

<i>Р. Хаберландт, Г. Крстов.</i> Исследование термодинамических изотопных эффектов в различных структурах силикатов . . . . .	5—56
<i>Л. М. Хуршудян.</i> Водный режим озера Севан за многолетний период и закономерности изменения его основных параметров . . . . .	1—36
<i>В. Ш. Цомая, В. К. Ванесян, Г. В. Акопян.</i> Современное оледенение горы Арагац . . . . .	2—44

#### Краткие сообщения

<i>Т. А. Авакян.</i> Значение петрографо-диатомового состава при качественной характеристике диатомовых пород (на примере Боротанского месторождения Армянской ССР) . . . . .	2—52
<i>Р. О. Амасян, Г. Г. Амбарцумян.</i> Вероятностные критерии моделирования сейсмических процессов в грунтах . . . . .	3—50
<i>В. Л. Ананян.</i> К вопросу изучения атмосферных выпадений . . . . .	1—50
<i>А. Г. Африкян.</i> Способ итерации вычисления однократной обратной засечки . . . . .	6—86
<i>М. С. Бадалян.</i> Линейные элементы магнитного поля и разрывная тектоника Гегам-Сюникской вулканической области . . . . .	1—75
<i>А. М. Бархударян, П. В. Амбарцумян.</i> Исследование замкнутой системы гидродинамического нивелирования . . . . .	4—77
<i>А. А. Варданян, Т. С. Нечаева, Г. Н. Петрова.</i> Магнитные свойства осадков разреза Лусахпюр . . . . .	1—79
<i>А. А. Варданян, Т. С. Нечаева, Дж. О. Минасян.</i> Опыт изучения палеоолевых вариаций по голоценовым озерным осадкам озера Севан . . . . .	4—66
<i>В. Г. Гамоян, С. В. Бадалян, Г. В. Арутюнян, Е. М. Лулечян.</i> Способ учета квазистационарных электрических помех при электроразведке методами постоянного тока . . . . .	4—56
<i>А. В. Григорян.</i> Разложение поля вертикальных токов атмосферы на естественные составляющие методом эмпирических ортогональных функций . . . . .	1—45
<i>В. Г. Григорян.</i> Зависимость спектра реакции от магнитуды и эпицентрального расстояния сильного землетрясения . . . . .	1—57
<i>Д. С. Григорян, А. К. Давтян, С. А. Пирюзян, А. Д. Шахназарян.</i> Магнитовариационное профилирование (МВП) на территории Армянской ССР . . . . .	2—69
<i>Д. С. Джрбашян.</i> К методике определения поправки на термоградиент при замерах температур гомогенизации расплавных включений . . . . .	5—75
<i>В. Р. Израелян.</i> Электронномикроскопическое исследование обсидианов . . . . .	6—74
<i>С. С. Казарян.</i> Исследование электрического поля постоянного тока для учета горной выработки . . . . .	2—56
<i>А. Е. Кочарян.</i> Улучшить армянскую геологическую терминологию . . . . .	3—62
<i>М. А. Кукулян.</i> Последовательность выделения сульфоантимонитов свинца и условия их кристаллизации на примере Марджанского полиметаллического месторождения . . . . .	5—68
<i>А. К. Матевосян.</i> О возможности применения трехэлектродной экранированной установки при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации . . . . .	1—85
<i>Дж. О. Минасян.</i> Обратная намагниченность вулканогенных пород кайнозоя Армянской ССР . . . . .	1—69
<i>Р. Т. Мириджанян.</i> Геотермические условия участка шахты № 4 тоннеля Арпа-Севан . . . . .	3—41
<i>Дж. В. Мхитарян.</i> Особенности строения рудных тел и условия локализации оруденения Меградзорского месторождения . . . . .	4—50
<i>В. В. Нагапетян.</i> Исследование термоостаточной намагниченности под давлением при различных температурах . . . . .	2—63
<i>О. Г. Овсепян, Л. А. Ахвердян.</i> Карты нормального магнитного поля Кавказского региона эпохи 1980 г. . . . .	6—89
<i>С. Р. Оганесян, А. О. Симонян.</i> Пространственно-временная структура геомагнитного поля по профилю с. Гегард—оз. Севан . . . . .	4—63

<i>С. Р. Пайлеванян.</i> Результаты сейсмоакустических исследований при оценке напряженного состояния массива в различных горно-геологических условиях	4—70
<i>В. Х. Погосян.</i> Ландшафтно-фашиальное профилирование как метод исследования горно-долинных ландшафтов (на примере долины р.Цахкадзор)	5—83
<i>А. А. Саакян, Э. Г. Гедакян, Г. В. Саргсян.</i> Результаты применения осредненного регионального годографа Армянского нагорья	6—80
<i>Л. Б. Славина, А. Х. Баграмян, М. Б. Мкртчян.</i> Применение площадного годографа для уточнения параметров эпицентров землетрясений Армянского нагорья	3—56
<i>К. Р. Трозян.</i> Гидродинамическое нивелирование с двумя питающими баками	2—74
<i>Г. А. Хачатрян.</i> Необходимость корректировки шкалы буримости	3—66
<i>И. А. Широков, К. М. Анохина, Т. А. Сирунян.</i> Техногенные факторы в действующей соляной шахте и их влияние на измерения наклонов земной коры	3—45
<i>А. К. Юханян, Ю. С. Геншафт.</i> Плотность и сжимаемость глубинных включений из позднекайнозойских вулканитов Армении при <i>РТ</i> параметрах земной коры	1—63

#### Научная хроника

<i>Дж. М. Арустамова, Д. Р. Назаретян.</i> Конференция по географическим проблемам рекреации и охраны природы Закавказья	3—78
<i>С. Г. Карапетян, М. А. Кукулян.</i> VI съезд Всесоюзного минералогического общества	2—81
<i>Ю. В. Саядян.</i> Симпозиум Голоценовой комиссии Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКБА)	2—85

#### Рецензии

<i>А. И. Карапетян.</i> О новом учебнике по геологическим структурам рудных полей и месторождений	3—74
---	------

#### Потери науки

<i>Константин Николаевич Паффенгольц</i>	6—92
--	------

#### Рефераты

<i>А. С. Папоян.</i> Позднеюрские кораллы Зангезура (Армянская ССР)	4—83
<i>Н. Е. Сарафян.</i> О процедурах исследований возмущений, циркулирующих в шаре	4—84

### ԱՅԿԱԿԱՌ ՏՏԽ ԳԻՏՄԱՆՈՒՄԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱԻ ԵՄ ԳԻՏՄԱՆՈՒՄԻ ԵՐԿՐԻ ՄԱՏԻՆ

В журнале «Известия Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле» публикуются результаты теоретических, экспериментальных и практических исследований, проводимых в научно-исследовательских институтах, вузах и производственных геологических организациях республики и сопредельных районов в области геологии, геофизики и физической географии.

Выходной тираж в 1983 г. Цена годового комплекта 5 руб. 40 коп.

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Сдано в набор 4.11.1983. Подписано к печати 24.01.1984 ВФ 00004.

Бумага № 1, 70×108<sup>1</sup>/<sub>4</sub>. Высокая печать. Печ. лист. 6,37. Усл. печ. лист. 8,92.

Учред. свид. 7,07. Тираж 450. Заказ 1236. Издат. 6089.

375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24-а. 27—95—194.

Издательство АН Арм.ССР, Ереван—19, пр. Маршала Баграмяна 24-г.

Типография Издательства Академии наук АрмССР, Ереван-19, пр. Маршала Баграмяна, 24.