

ՀԱՍՏ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղաբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Ի. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Հ. Մ. Վանցյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆամազյան (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. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, канд. геол.-мин. наук Г. М. Ванцян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ
Հիմնված է 1943 թ.

Журнал выходит 6 раз в год
Основан в 1943 г.

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Агланян. К расчету скорости векового изменения радиуса Земли	3
Андрэ Кайо. Представление планисферы рельефа Марса в эквиповерхностной проекции	23
А. А. Габриелян. Тектонические основы металлогенического районирования Армении	31
П. Г. Алоян. Структура Ссмхетского сегмента Малого Кавказа	50
А. А. Тамазян. Новые данные о подземном притоке оз. Севан	58
П. Г. Акопян, А. К. Караханян. Палеомагнитная характеристика палеогеновых образований Севано-Ширакского синклинория	65
С. Ю. Баласанян. Механизм образования естественных электрических полей на рудных объектах	71

Краткие сообщения

Э. Н. Кургиян, Э. Г. Вартазарян. К литологии неогеновых отложений юго-восточной части бассейна озера Севан	80
М. Т. Бояджян, О. Б. Аф-рикян. К диагностике карбонатов доломит-анкеритового ряда	85
П. В. Шатворян. Влияние армянской фосфоритной муки на продуктивность альпийских лугов	90

Рецензии

Г. К. Габриелян. Оригинальная гипотеза о дренажной оболочке земной коры	93
---	----

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

№ 5

հատոր XXXI

1978

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրագնդի շառավղի դարավոր փոփոխությունների արագության հաշվարկը	3
Անդրե Կալո. Մարսի ռելիեֆի հարթագնդի պատկերումը համամակերեսային պրոյեկցիայում	23
Ա. Հ. Գաբրիելյան. Հայաստանի մետաղածնային շրջանացման տեկտոնական հիմունքները	31
Պ. Գ. Ալոյան. Փոքր Կովկասի Սոմխեթի հատվածամասի կառուցվածքը	56
Ա. Ա. Թումազյան. Նոր տվյալներ. Սևանա լճի ստորերկրյա ներհոսքի մասին	58
Յ. Գ. Հակոբյան, Ա. Կ. Կարախանյան. Սևան—Շիրակի սինկլինորիումի պալեոգենի հասակի գոյացումների հեռամագնիսական բնութագիրը	65
Ս. Յու. Բալասանյան. Հանքային օրյեկտներում բնական էլեկտրական դաշտերի առաջացման մեխանիզմը	71

Համառոտ հաղորդումներ

Է. Ն. Կուրդիմյան, Է. Գ. Վաղդազարյան. Սևանա լճի ավազանի հարավ-արևելյան մասի նեոգենի նստվածքների լիթոլոգիայի վերաբերյալ	80
Մ. Թ. Բոյաջյան, Հ. Բ. Աֆրիկյան. Դոլոմիտ-անկերիտային շարքի կարբոնատների դիագնոստիկայի վերաբերյալ	85
Պ. Վ. Շատվորյան. Հայկական ֆոսֆորիտային ալյուրի աղհեցությունը ալպիական մարզագեոտինների բերքատվության վրա	90

Գրախոսություն

Հ. Կ. Գաբրիելյան. Երկրակեղևի դրենաժային թաղանթի յուրօրինակ վարկածի մասին	93
--	----

А. Т. АСЛАНЯН

УДК 551.1

К РАСЧЕТУ СКОРОСТИ ВЕКОВОГО ИЗМЕНЕНИЯ
РАДИУСА ЗЕМЛИ

Согласно теореме Гельмгольца для политропных газовых шаров связь между потенциальной энергией гравитационного поля

$$V = - \frac{3\gamma - 3}{5\gamma - 6} \cdot \frac{GM^2}{R} \quad (1)$$

и тепловой энергией

$$U = \frac{1}{5\gamma - 6} \cdot \frac{GM^2}{R} \quad (2)$$

выражается теоремой вириала

$$(3\gamma - 3)U + V = 0, \quad (3)$$

а полная внутренняя энергия—формулой

$$E = - \frac{3\gamma - 4}{5\gamma - 6} \cdot \frac{GM^2}{R}, \quad (4)$$

где G —гравитационная постоянная, M —масса, R —радиус шара, а γ —постоянная Грюнайзена, равная

$$\gamma = \frac{2m + 3}{2m + 1}, \quad (5)$$

причем для сильно сжатого газа принимается $m=0$, $\gamma=3$, для одноатомного газа $m=1$, $\gamma=5/3$, для двухатомного газа $m=2$, для перегретого гипотетического газа $m=3$. Критическим считается значение $m=2.5$, $\gamma=4/3$, при котором конфигурация газового шара становится метастабильной [3, 9].

Тепловой энергии U ставится в соответствие равновесная температура T_e согласно зависимости

$$U = MC_e T_e, \quad (6)$$

где C_e —удельная теплоемкость газа.

Сравнивая (2) и (6), получаем равновесную температуру газового шара

$$T_e = \frac{1}{5\gamma - 6} \cdot \frac{GM}{RC_e}$$

Подставляя для Земли значение $\gamma=3$, $GM/R=63 \cdot 10^{10} \text{ см}^2/\text{сек}^2$, $C_e = 1,25 \cdot 10^7 \text{ эрг/(г.град)}$, получаем $(T_{\min})_e = 6300^\circ \text{K}$. Это та температура, при которой направленное наружу газовое давление уравновешивает

гравитационное давление и препятствует сжатию (контракции) газового шара.

Значение равновесной температуры для центра Земли можно определить из следующих соображений [4].

Согласно гидростатической теории Клеро давление массовых сил в центре Земли

$$P_c = \frac{\rho_c}{2} \cdot \frac{GM}{R}, \quad (8)$$

а по теории Клапейрона противоположно направленное температурное давление

$$P_t = \frac{\rho_c}{\mu_c} \cdot \frac{K_0}{m_0} \cdot T_c, \quad (9)$$

причем

$$\mu_c = \frac{N_n + N_p}{N_a + N_e}. \quad (10)$$

Здесь ρ_c , μ_c — плотность и молекулярный вес в центре, N_a — число атомов, N_e — число свободных электронов, N_p — число протонов, N_n — число нейтронов в веществе центрального ядра планеты, m_0 — масса атома водорода, k_0 — постоянная Больцмана.

Сравнивая (8) и (9) и полагая $P_c = P_t$, получим равновесную температуру в центре Земли

$$T_{c(e)} = \frac{\mu_c}{2} \cdot \frac{m_0}{k_0} \cdot \frac{GM}{R}. \quad (11)$$

Подставляя сюда $k_0/m_0 = 8,314 \cdot 10^7$ эрг/(град. моль), $GM/R = 63 \cdot 10^{10}$ см²/сек², $\mu_{c(\min)} = 2$, получим $T_{c(e)} = 7500^\circ\text{K}$.

В этих расчетах значение $\mu_{c(\min)} = 2$ получается из условия, что в центре Земли находятся тяжелые элементы (*Fe*, *Ni*, *Co*, *Cr*, *Mo*, *Pt*, *Os*, *Ir*, *Au* и др.) с полностью разрушенными атомными оболочками, однако тот же результат получается при использовании закона Дюлонга—Пти $\mu_c C_v = a = \text{const}$, если представить (11) в виде

$$T_{c(e)} = \frac{\mu_c C_v}{2} \cdot \frac{m_0}{k_0} \cdot \frac{GM}{RC_v} = \frac{1}{2} \cdot \frac{a}{C_v} \cdot \frac{m_0}{k_0} \cdot \frac{GM}{R} \quad (12)$$

и принять $a = 25 \cdot 10^7$ эрг · г⁻¹ · град⁻¹ = 6 кал/(г · моль · град), а $C_v = 1,25 \cdot 10^8$ эрг/г · град = 3 кал/(г · град). Последнее значение C_v характерно для одноатомных газов и горячей плазмы и, как следует из (12), для него значение $T_{c(e)}$ является минимальным среди других возможных значений C_v .

Температура лав в жерлах действующих вулканов не более 1600°K . Для астеносферного слоя верхней мантии, питающего вулканы лавой, температура на глубине 100 км обычно принимается 1700°K , а на глубине 2800 км 4400°K . Градиент от подошвы литосферы к подошве мантии и к центру планеты в среднем имеет порядок $1^\circ\text{K}/10^5$ см.

По всем оценкам средняя температура Земли не более 3700°K и поскольку полученное выше значение равновесной температуры примерно вдвое больше этого значения, то процесс сжатия (контракция) Земли под влиянием собственных массовых сил представляется неизбежным [3, 8, 22].

* * *

Пользуясь астрономическими и палеоэкологическими (палеонтологическими) данными, попытаемся оценить темпы контракции, предварительно уточняя некоторые исходные данные*.

К трудам Р. Декарта восходит идея конденсации облаков рассеянного вещества и образования из них массивных вращающихся гравитирующих тел. Контракционная теория тектоно-магматической эволюции Земли развивалась в последующем в плане идей Декарта, Ньютона, Канта. И. Канту принадлежит идея замедления вращения Земли под воздействием приливообразующих сил Луны и Солнца. Теории контракции и теории приливного торможения Земли посвящен ряд превосходных исследований и сегодня из множества геотектонических гипотез под углом зрения точных (формализуемых) наук приемлемыми оказались, по-видимому, лишь те, которые основываются на этих двух теориях. Вместе с этим следует отметить, что для строгой количественной оценки астрономических и геонимических эффектов, вытекающих из этих теорий, достаточно надежных расчетных данных не существовало. В частности, отсутствовали надежные оценки темпа векового замедления орбитального движения Луны $dn/dt=n$ и темпа замедления скорости осевого вращения Земли, обусловленные почти исключительно приливым трением и изменениями радиуса Земли (см. ниже).

В литературе за последние 50—60 лет в расчетах, относящихся к динамике системы Солнце—Земля—Луна, вековое ускорение Луны в шкале эфемеридного времени принималось $n=-22,44 \text{ век}^{-2}$, а вековое замедление вращения Земли в шкале всемирного времени $L'=1,23 \text{ век}^{-2}$ [11, 17]. Соответственно получилось значение относительного уменьшения угловой скорости вращения Земли, обусловленное приливым торможением, $(\Delta\omega/\omega)_f = 18,94 \cdot 10^{-9} \text{ в ек}^{-1}$ [16, 17].

Указанные исходные расчетные данные, заложенные в работах Фотерингема (1920), де-Ситтера (1927), Спенсера Джонса (1939) были основаны на хронологии лунно-солнечных затмений последних двух тысячелетий и, как теперь выяснено, в ряде случаев методика обработки и использования этих данных не удовлетворяет требованиям математической теории вопроса [17].

Возможность оценки указанных данных существенно улучшена в

* Такая попытка была сделана в работах автора [6, 23] по данным астрономических наблюдений, выполненных до 1970 г. За последние годы такие наблюдения дали существенно новые результаты, уточняющие прежние оценки темпа контракции (подробнее см. ниже).

последнее время благодаря применению метода звездных покрытий и палеоэкологического метода.

Л. Моррисон [16] из Гринвичской обсерватории, анализируя результаты наблюдений 40.000 покрытий звезд Луной за время с 1955 г по 1972 г., получил $\dot{n} = -42 \pm 6 \text{ век}^{-2}$, т. е. цифру вдвое большую, чем Спенсер Джонс. Примерно к такому же результату пришли Эстервинтер и Козн по данным наблюдений объектов Солнечной системы за период 1912—1968 гг. Их результат $\dot{n} = -38 \pm 8 \text{ век}^{-2}$ [16]. Р. Р. Ньютон [27], анализируя данные для наиболее продолжительных солнечных затмений, наблюдавшихся за 500 лет до нашей эры, получил $\dot{n} = 41,8 \pm 4,3 \text{ век}^{-2}$ —результат, который находится в вполне хорошем согласии с результатами Моррисона, Эстервинтера и Козна.

Результаты упомянутого выше палеоэкологического (палеонтологического) метода сводятся к следующему. Исследование ископаемой морской фауны палеозоя показало, что число суточных линий роста внутри годовых колец роста кораллов и двустворчатых моллюсков закономерно увеличивается вглубь времени от современных 365 до 421 в начале силура (435 млн. лет т. н.), т. е. количество суток в году за эти 435 млн. лет уменьшилось с 421 до 365 и соответственно продолжительность суток T увеличилась за 450 млн. лет на 3 ч. или 2,4 сек. за каждые 100.000 лет [25].

Этим оценкам не противоречат также результаты исследований морской фауны из отложений других стратиграфических подразделений фанерозоя (мел— $\tau = 72 \cdot 10^6$ лет, $T = 23,67$ ч, пермь— $\tau = 270 \cdot 10^6$ лет, $T = 22,82$ ч; карбон— $\tau = 298 \cdot 10^6$ лет, $T = 22,62$ ч; девон— $\tau = 380 \cdot 10^6$ лет, $T = 21,30$ ч. и упомянутая выше оценка для силура $\tau = 435 \cdot 10^6$ лет, $T = 20,91$ ч) [16, 28, 29].

Таким образом, палеоэкологические данные дают относительное замедление вращения Земли $(\Delta\omega/\omega)_r = -28 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-1}$, что значительно больше оценок Спенсера Джонса и совпадает с оценкой Р. Ньютона $(27,7 \pm 3,4 \times 10^{-9} \text{ век}^{-1})$.

Следующий существенно новый результат получен методом котидального анализа Парийского, Кузнецова и Кузнецовой [13, 19] и сводится к тому, что вместо значения момента приливных сил $N = 3,89 \cdot 10^{23}$ эрг, необходимого для объяснения векового замедления вращения Земли, фактически существует более мощный момент $N = 11,66 \cdot 10^{23}$ эрг, равный сумме момента $3,37 \cdot 10^{23}$ эрг от влияния земных приливов и момента $8,29 \cdot 10^{23}$ эрг от влияния океанических приливов. Альтернатива заключается в предположении о наличии механизма, ускоряющего вращение Земли. Таким механизмом в соответствии с указанными выше представлениями мы считаем уменьшение радиуса Земли—контракцию.

Пользуясь приведенными выше новыми оценками ускорения Луны и Солнца, оценим скорость уменьшения радиуса Земли. Обозначим расчетное значение относительного изменения угловой скорости вращения Земли, обусловленное торможением приливных сил Луны и Солнца,

$(\Delta\omega/\omega)_r = a$, относительное изменение, обусловленное изменением радиуса Земли $(\Delta\omega/\omega)_r = b$ и наблюдаемое многовековое значение замедления вращения $(\Delta\omega/\omega)_r = c = a - b$. Обозначим далее вековое ускорение Луны в шкале эфемеридного времени (в шкале времени, основанной на движении Земли по орбите вокруг Солнца) $dn/dt = n$ и в шкале всемирного времени L (в шкале времени, основанной на суточном вращении Земли), вековое ускорение Солнца (или соответственно вековое замедление скорости вращения Земли) в шкале всемирного времени L' , средние значения движений Луны и Солнца n и n' и запишем известные уравнения, связывающие эти величины:

$$\begin{aligned} n &= 2L - 2(n/n')L', \\ 2L' &= -n's, \quad c = L'd, \\ a &= b + c. \end{aligned} \quad (13)$$

Входящие в набор зависимостей (13) величины имеют следующие значения: $n = -42 \text{ век}^{-2}$, $n/n' = 13,37$, $n' = 0,130 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-1}$, $a = -48 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-1}$, $d = 0,154 \cdot 10^{-7} \text{ век}^{-1}$, соответственно $L' = 1,82 \text{ век}^{-2}$, $L = 3,36 \text{ век}^{-2}$ и $b = (\Delta\omega/\omega)_r = -20 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-2}$.

Согласно закону постоянства углового момента $C\omega \approx J\omega = kMR^2 = \text{const.}$ (C — полярный момент инерции, J — средний момент инерции, M — масса, R — средний радиус, k — постоянная жирации) при условии $kM = \text{const.}$ и $\omega R^2 = \text{const.}$, имеем

$$\frac{\Delta J}{J} = -\left(\frac{\Delta\omega}{\omega}\right)_r = \frac{2\Delta R}{R}, \quad (14)$$

где ΔJ и ΔR малые изменения J и R , соответствующие изменению угловой скорости вращения ω на малую величину $\Delta\omega$.

Согласно упомянутым выше астрономическим и палеонтологическим данным, расчетному значению $b = (\Delta\omega/\omega)_r = -20 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-2}$ по (14) соответствует уменьшение радиуса Земли на 6,37 см за 100 лет, т. е. скорость уменьшения радиуса Земли составляет $dR/dt = -V_r = 2 \cdot 10^{-9} \text{ см/сек.}$

Следует отметить, что разность между расчетным (теоретическим) значением приливного торможения Земли $48 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-2}$ и наблюдаемым значением торможения $28 \cdot 10^{-9} \text{ век}^{-2}$ мы отнесли полностью к фактору контракции. Укажем, что отмеченная выше разность впервые была отнесена на счет контракции Б. Мейсманном (1928 г), по подсчетам которого, основанным на анализе особенностей хронологии лунно-солнечных затмений, скорость уменьшения радиуса Земли была оценена величиной 4,5—5 см за 100 лет. Такая же оценка была получена на более современном материале Н. Н. Парийским [18].

* * *

Приведем некоторые показатели геодинамической активности Земли, обусловленной уменьшением объема Земли.

(1). Если в начале геологического времени средняя плотность Земли равнялась плотности углистых хондритов $\rho_0 = 2.2 \text{ г/см}^3$, то начальный радиус ее должен был равняться $R_0 = 8650 \text{ км}$. Если сокращение радиуса на 2280 км произошло за время всей жизни Земли $4.6 \cdot 10^9 \text{ лет}$, то скорость уменьшения радиуса составит в среднем 5 см за 100 лет .

(2). Диссипация энергии в толще Земли при уменьшении ее радиуса на малую величину ΔR согласно уравнению

$$(3\gamma - 3) \Delta U = W \cdot \frac{\Delta R}{R}, \quad (15)$$

устанавливающему связь между изменением внутренней тепловой энергии U , потенциальной энергией W и уменьшением радиуса R , при $\gamma = 3$ (постоянная Грюнайзена для сильно сжатого газа), $W = 2.54 \cdot 10^{39} \text{ эрг}$, $R = 6.37 \cdot 10^8 \text{ см}$ и $\Delta R = 6.37 \cdot 10^{-2} \text{ см}$ составит $\Delta U = 4.3 \cdot 10^{28} \text{ эрг/год}$, что равняется общим тепловым потерям Земли (из них на кондуктивную часть тепловых потерь приходится 10^{28} эрг , а на долю радиогенного тепла $\leq 3.6 \cdot 10^{27} \text{ эрг}$) [5, 20, 24].

При $\gamma = 3$ диссипирует лишь $1/6$ часть энергии гравитационного поля планеты, отвечающая уменьшению радиуса на величину ΔR . Остальная часть энергии накапливается в планете в виде энергии упругого сжатия, энергии фазовых переходов первого рода (включая метаморфизм), энергии магнитного поля, расходуется на ускорение вращения Земли, увеличение потенциальной энергии орбитального положения Луны и др., а также, вероятно, переходит в энергию орбитального движения Земли, в новообразованные горы и плато и др. Вместе с этим мыслима ситуация, когда рассеяние этой энергии может привести к относительно кратковременному расширению планеты, в частности в тех случаях, когда темпы теплоудаления будут отставать от темпов тепловыделения, нарушится изотермический характер контракции и вступит в силу адиабатический процесс [8]. Г. Макдональд [15] считает вполне возможным кратковременное увеличение радиуса Земли на 100 км .

(3). Согласно полученному автором [6, 23] соотношению

$$\frac{\Delta J}{J} = - \frac{\Delta \omega}{\omega} = \frac{2 \Delta R}{R} = h^\circ \Delta \beta \quad (16)$$

с указанным темпом уменьшения радиуса Земли коррелирует также изменение момента инерции Земли на уровне $\Delta J = 3.7 \cdot 10^{35} \text{ г. см}^2$ и амплитуды чандлеровского колебания полюса $\Delta \beta_{\text{max}} = 0.3''$ при периоде колебания полюса 25 лет (здесь $h^\circ = 1/305.1$ — динамическое сжатие Земли).

(4). Приравнявая магнитный вращательный момент Земли к квазисуточному нутационному (гироскопическому) моменту [7, 14] или соответственно приравнявая плотность кинетической энергии резонансного квазисуточного нутационного движения Земли,

$$E_g = \frac{1}{2} k M \omega^2 R^2 \sin^2 \beta = \frac{1}{2} k M v^2 \sin^2 \beta \quad (17)$$

плотности энергии магнитного ее поля

$$U_k = \frac{\mu H^2}{8\pi}, \quad (18)$$

получим значение напряженности магнитного поля

$$H = v \sin \beta \sqrt{4\pi k\rho}, \quad (19)$$

где v — скорость вращения, β — половина угла раствора нутационного конуса, k — безразмерный момент инерции, ρ — средняя плотность Земли. При $\beta_{\max} = 0,3''$ ($\sin \beta = 1,55 \cdot 10^{-6}$), $k = 0,331$, $\rho = 5,52 \text{ г/см}^3$, $V = 4,65 \cdot 10^4 \text{ см/сек}$, получаем $H = 0,315 \text{ гс}$ (подробнее см. 7).

Подставляя выражение (16) в (19), получим

$$\Delta H = \frac{2\Delta R}{hR} \cdot V \sqrt{4\pi k\rho} = q\Delta R. \quad (20)$$

При $q = 0,195 \text{ СГС}$ для поддержания напряженности поля на уровне $0,315 \text{ гс}$, требуется уменьшение радиуса $\Delta R = 1,6 \text{ см}$ или время 25 лет , т. е. столько же, сколько требуется для роста нутационного угла до значения $\beta = 0,3''$ [6, 15, 21].

(5). Уравнение теплопроводности для сжимающейся Земли можно записывать в виде

$$\nabla (K \nabla T) - C_v \rho V_r \nabla T - \rho C_v \partial T / \partial t + Q = 0, \quad (21)$$

где K — коэффициент теплопроводности, C_v — удельная теплоемкость, ρ — плотность, T — температура, t — время, Q — генерация тепла, V_r — скорость уменьшения радиуса Земли (∇ — оператор Лапласа). По оценке Кларка [12] при $V_r = 0$ (во втором члене уравнения 21) значения остальных членов имеют порядок $10^{-13} - 10^{-14} \text{ кал/(сек} \cdot \text{см}^3)$, $\rho C_v = 1 - 1,5 \text{ кал} \cdot \text{г/град}$, а радиальная компонента $\nabla T = 10^{-4} - 10^{-5} \text{ С/см}$. Указанный автор замечает, что член $\rho C_v V_r \nabla T$ будет сравним с остальными членами уравнения, если $|V_r| \geq 10^{-9} \text{ см/сек}$ и процесс теплоотвода будет осуществляться макроскопическим движением масс.

Согласно приведенным выше расчетам $|V_r| = 2 \cdot 10^{-9} \text{ см/сек}$ и, следовательно, решающее значение в теплоотводе при контракции Земли приобретают пертурбационные движения масс (конвекция, гравитационная дифференциация, вулканизм, газовыделение, ползучесть и др.).

Скорость распространения температурной волны V_t от подошвы твердой мантии, расположенной на глубине Z к ее поверхности, за время θ равняется $V_t = z/\theta$.

Пользуясь модельным представлением о том, что влияние контракции на теплопроводность в твердом теле равносильно радиальной экс- фильтрации элементарных носителей тепла — фононов, можно положить скорость восходящего продвижения фронта несжимаемого фононного газа V_t равной скорости уменьшения радиуса Земли $|V_r| = 2 \cdot 10^{-9} \text{ см/сек}$. Тогда, полагая $z = 2880 \text{ км}$, получим $\theta = 11,44 \cdot 10^{17} \text{ сек} = 4,6 \cdot 10^9 \text{ лет}$. Это время существования Земли.

(6). При уменьшении радиуса Земли на величину ΔR поверхность литосферы уменьшается на величину $\Delta S = 8 \pi R \Delta R$ и в литосфере выделяется энергия

$$W_k = 4 \pi R^2 \rho_k g_k H_k \Delta R, \quad (22)$$

где ρ_k — плотность, H_k — мощность, а g_k — ускорение силы тяжести литосферы.

Согласно теории контракции эта энергия расходуется на деформацию, метаморфизм и перераспределение масс литосферы. Работа, необходимая для переработки материала литосферы до состояния полной потери упругости (до состояния анатексиса), наступающей тогда, когда деформирующие напряжения достигают уровня модуля упругости (модуля Юнга), E_k равняется

$$W_m = H_k E_k \Delta S = 8 \pi R H_k E_k \Delta R. \quad (23)$$

Полагая $W_k = W_m$, получим

$$E_k = \frac{1}{2} \rho_k g_k R. \quad (24)$$

Подставляя $\rho_k = 3,13 \text{ г/см}^3$, $g_k = 980 \text{ см/сек}^2$, $R = 6370 \text{ км}$, получим $E_k = 10^6 \text{ кг/см}^2$. Это значение модуля Юнга, характерное для широко распространенных массивных изверженных пород [1, 2].

По экспериментальным данным интенсивное трещинообразование в тех же породах начинается при напряжениях порядка $\varepsilon_p = E/500 = 2000 \text{ кг/см}^2$ [2].

Среди деформационных структур литосферы решающим образом преобладают деформации сдвига (формоизменение), указывающие, очевидно, на тангенциальный характер деформирующих сил, порождаемых контракцией. Учитывая экспериментально установленное соотношение $500 \varepsilon_p = E$ для оценки сейсмической энергии литосферы следует, очевидно, полагать, что в соответствии с уравнением (22) она будет равняться

$$W_s \cong \frac{1}{500} \cdot 4 \pi R^2 \rho_k g_k H_k \Delta R.$$

Принимая $4 \pi R^2 = 5,1 \cdot 10^{18} \text{ см}^2$, $H_k = 75 \text{ км}$, $(\rho g H)_k = 2,5 \cdot 10^{10} \text{ дин/см}^2$, $\Delta R = 6,37 \cdot 10^{-2} \text{ см}$, получим $W_s = 1,6 \cdot 10^{25} \text{ эрг/год}$.

* * *

В заключение хотелось бы отметить, вслед за Джеффрисом [10], что с точки зрения физики, контракционный механизм эволюции Земли является безупречным, однако вследствие некорректной постановки конкретных задач на контракцию в ряде случаев были получены совершенно неприемлемые геолого-геофизические результаты и идея контракции в примитивном ее виде оказалась заметно дискредитированной. В свете новых данных при постановке геолого-геофизических задач на контракцию следует безусловно учитывать:

а) Твердо установленный факт неоднородного строения литосферы и астеносферы и в связи с этим факт концентрации тектонических сил и деформаций в небольшом количестве узких зон земной коры—в геосинклинальных системах, срединноокеанических хребтах и зонах разломов, рассматривающихся как места концентрации напряжений (пластические шарниры).

б) При определении упругой устойчивости литосферы в известные уравнения Эйлера, Лагранжа и Винклера по аналогии с антенной задачей строительной механики следует включить влияние собственного веса литосферы, что приводит примерно к тридцатикратному уменьшению критического значения напряжения потери устойчивости литосферы по сравнению с задачей о невесомой литосфере [1, 2].

в) Как было показано еще Девисоном и обосновано позднее Джеффрисом, Шейдеггером, Асланяном и др. [2, 10], при контракции и сильной усадке мантии, *сжатие литосферы по латерали* соответствует *растяжению в верхней мантии*, приводящее к формированию в верхней мантии глубинных разломов, магистральных зон раздвигов, зон горстовых и диапировых поднятий.

г) При потере устойчивости, короблении и нарушении сплошности литосферы блоки последней и подстилающие текучие массы астеносферы взаимодействуют по механизму качения, что сильно облегчает процесс горизонтального передвижения этих блоков и возможность мантийного диапиризма и ограниченного спрединга красноморского типа.

д) Складчатость отложений в определенной мере формируется в процессе прогибания и осадконакопления (теория Бертрана-Шатского); в остальной мере она развивается при инверсии зон осадконакопления как следствие разности между дугой и хордой этих прогнутых зон (идеи Шатского, Косыгина, Магницкого, Асланяна и др.). При этом известно, что эта разность создается в течение всего периода прогибания интрагеосинклинальных зон и, следовательно, хотя и инверсия (орогенез) представляет относительно кратковременный процесс, складчатость в целом при контрактном механизме развивается параллельно всему процессу геосинклинального развития и не является актом кратковременного сближения форландов и смятия расположенных между ними геосинклиналей.

е) При периоде затухания чандлеровского колебания полюсов $2\tau = 25 \text{ лет} = 8 \cdot 10^8 \text{ сек}$ и модуле сдвига $\mu = 1,46 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$ эффективная вязкость Земли $\eta = \mu\tau$ оказывается равной около $6 \cdot 10^{20} \text{ пуаз}$, что при градиенте температуры $1^\circ\text{K}/10^5 \text{ см}$ обеспечивает возможность проявления в мантии и особенно в астеносфере мощных конвективных течений.

A. T. ASLANIAN

ON THE CALCULATION OF THE EARTH RADIUS
SECULAR VARIATION SPEED

According to the Helmholtz theorem for the polytropic gas spheres the relation between potential energy of gravitational field

$$V = - \frac{3\gamma - 3}{5\gamma - 6} \cdot \frac{GM^2}{R} \quad (1)$$

and the heat energy

$$U = \frac{1}{5\gamma - 6} \cdot \frac{GM^2}{R} \quad (2)$$

by virial theorem is expressed by

$$(3\gamma - 3)U + V = 0, \quad (3)$$

and the full internal energy is expressed by the formula

$$E = - \frac{3\gamma - 4}{5\gamma - 6} \cdot \frac{GM^2}{R} \quad (4)$$

where G is the gravitational constant, M is the mass, R is the radius of the sphere, and γ is the Grüneisen constant, equal to

$$\gamma = \frac{2m + 3}{2m + 1} \quad (5)$$

which is assumed for the strongly pressed gas $m = 0$, $\gamma = 3$ for monatomic gas $m = 1$, $\gamma = 5/3$, for diatomic gas $m = 2$, for overheated hypothetical gas $m = 3$. The values $m = 2.5$, $\gamma = 4/3$, are considered as critical by which the gas sphere configuration becomes metastable [look 3, 9].

To the heat energy U the equilibrium temperature T_e is set according to the dependency

$$U = MC_v T_e. \quad (6)$$

where C_v is the gas specific heat capacity.

Comparing (2) and (6), we assume the equilibrium temperature of the gas sphere

$$T_e = \frac{1}{5\gamma - 6} \cdot \frac{GM}{RC_v} \quad (7)$$

Substituting the value $\gamma = 3$, $GM/R = 63 \cdot 10^{10} \text{ cm}^2/\text{sec}^2$, $C_v = 1.25 \cdot 10^7 \text{ erg/(g} \cdot \text{grad)}$, for the Earth we assume $(T_{\min})_e = 6300^\circ\text{K}$. It is the temperature, by which the outward directed gas pressure equilibrates the gravitational pressure and prevents the compression (contraction) of the gas sphere.

The equilibrium temperature value for the Earth centre can be determined from following consideration [4].

According to the Clairaut hydrostatic theory the pressure of the mass forces in the Earth centre is

$$P_c = \frac{\rho_c}{2} \cdot \frac{GM}{R}, \quad (8)$$

and by the Clapeyron theory the opposite directed temperature pressure is

$$P_t = \frac{\rho_c}{\mu_c} \cdot \frac{k_0}{m_0} \cdot T_c, \quad (9)$$

where

$$\mu_c = \frac{N_a + N_p}{N_a + N_e}. \quad (10)$$

Here ρ_c , μ_c — are the density and the molecular weight in the centre, N_a is the quantity of atoms, N_e is the quantity of free electrons, N_p is the quantity of protons, N_n is the quantity of neutrons in the substance of the central core of the planet, m_0 is the mass of hydrogen atom, k_0 is the Boltzmann constant.

Comparing (8) and (9) and considering $P_c = P_t$, we assume equilibrium temperature in the Earth centre

$$T_{c(e)} = \frac{\mu_c}{2} \cdot \frac{m_0}{k_0} \cdot \frac{GM}{R}. \quad (11)$$

Substituting here $k_0/m_0 = 9,314 \cdot 10^7 \text{ erg/(grad. mol.)}$, $GM/R = 63 \cdot 10^{10} \text{ cm}^2/\text{sec}^2$, $\mu_{c(\min)} = 2$, we obtain $T_{c(e)} = 7500^\circ\text{K}$.

In these calculations the value $\mu_{c(\min)} = 2$ is obtained from the condition, that there are heavy elements in the Earth centre (*Fe, Ni, Co, Cr, Mo, Pt, Os, Ir, Au* and etc.) with completely destroyed atomic shells, however the same result is obtained by using the Dulong-Petite law $\mu_c C_v = a = \text{const.}$, if we imagine (11) in the form

$$T_{c(e)} = \frac{\mu_c C_v}{2} \cdot \frac{m_0}{k_0} \cdot \frac{GM}{RC_v} \cdot \frac{1}{2} \cdot \frac{a}{C_v} \cdot \frac{m}{k_0} \cdot \frac{GM}{R} \quad (12)$$

and to take $a = 25 \cdot 10^7 \text{ erg. g}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} = 6 \text{ cal/(g. mol. grad)}$, and $C_v = 1,25 \cdot 10^8 \text{ erg/g. grad.} = 3 \text{ cal/(g. grad)}$. The latter value C_v is characteristic for monatomic gases and hot plasma and, as it follows from (12), the value $T_{c(e)}$ is the minimal for it among other possible values of C_v .

The temperature of lavas in the active volcanic necks is no more than 1600°K . For the asthenosphere layer of the upper mantle, alimentating volcanous with lavas, the temperature in the depth of 100 km is taken usually about 1700°K . The gradient from the lithosphere base to the mantle base and to the centre of the planet in average is considered $1^\circ\text{K}/10^5 \text{ cm}$.

By all estimations the average temperature of the Earth is no more than 3700°K and so far as the value of equilibrium temperature assumed above is about twice as much from value then the Earth compression

process (contraction) under the influence of its own mass forces is inevitable [look 3, 8, 22].

Making use of astronomical and paleoecological (paleonthological) data let us estimate the contraction tempo, preliminarily precisising some initial facts.

The ideas of nebula condensation of dispersed substances and the formation of the massive rotating gravitating bodies are traced back to Descartes works. The contractional theory of the Earth tectono-magmatic evolution has been developed in the plan of ideas of Descartes, Newton, Kant. The ideas of deceleration of the Earth rotation under the influence tide-forming forces of the Moon and the Sun belong to Kant. A number of magnificent investigations are devoted to the contraction theory and to the theory of the Earth tidal retardation and among many geotectonic hypotheses from the point of view of exact (formalizable) sciences were acceptable only those which had been based on these two theories. At the same time it should be noted that there were not sufficient reliable calculated data for the strict quantitative estimation of astronomical and geonomical effects, arising from these theories. Partially reliable estimations of tempo of the secular deceleration of the orbital movement of the Moon $dn/dt = n$ and tempo of the deceleration of the Earth axis rotation speed were absent conditioned by nearly exceptional tidal friction and alteration of the Earth radius (look below).

In the calculations concerning to the dynamics of the Sun—Earth—Moon system which were in the literature of the last 50—60 years, the Moon secular acceleration by the ephemerical time scale $n = 22,44 \text{ cent}^{-2}$, and the secular deceleration of the Earth rotation by universal time scale $L = 1,23 \text{ cent}^{-2}$ [look 11, 17]. Accordingly the value of relative decreasing of the angle speed of the Earth rotation was obtained, which was conditioned by the tidal retardation. $(\Delta\omega/\omega)_r = 18,94 \cdot 10^{-9} \text{ cent}^{-1}$ [look 16, 17].

The initial calculated data mentioned above which were in the works of Fotheringham (1920), de Sitter (1927), Spencer Johnes (1939) were based on the Moon—Sun eclipses chronology for the last two thousands years and now as it is found out in the number of cases the method of treatment and using these data do not satisfy the demands of the mathematical theory of the questions [look 17].

The possibility of the estimation of the mentioned data has essentially been improved recently owing to the acception of the method of the star coverings and paleoecological method.

L. Morrison [look 16] from the Greenwich observatory analysing the results of observation of 40.000 coverings of the stars by the Moon from 1955 up to the 1972, $n = -42 \pm 6 \text{ cent}^{-2}$, i. e. number is two as much than that of Spencer Johnes. Esterwinter and Koen came approximately to the same results based on the observations data of the solar

system objects in the period of 1912—1968. Their results is $n = -38 \pm 8 \text{ cent}^{-2}$ [look 16]. R. R. Newton (27) analysing the data for the most continuous solar eclipses observed for 500 years B. C., assumed $n = 41.8 \pm 4.3 \text{ cent}^{-2}$ which is in the well accordance with the results of Morrison, Esterwinter and Koen.

The results of paleoecological (paleontological) method, mentioned above is reduced to the following. The investigation of Paleozoic fossil marine fauna showed that the number of daily growth lines inside yearly growth rings of coralls and bivalve mollusks is regularly increased deep in the time from modern 365 to 421 in the beginning of Silurian (435 ml. years ago) i. e. the quantity of days in the year in these 435 ml. years decreased from 421 to 365 and correspondingly the continuation of the day T increased by 3 hours in 430 ml. years, or by 2,4 sec. in each 100000 years [look 25].

The results of investigations of the marine fauna from the sediments of other stratigraphic subdivisions of Phanerozoic (Cretaceous $\tau = 72 \cdot 10^6$ years, $T = 23,67 \text{ h}$, Permian $\tau = 270 \cdot 10^6 \text{ y}$, $T = 22,82 \text{ h}$; Carbonian $\tau = 298 \cdot 10^6 \text{ y}$, $T = 22,62$; Devonian $\tau = 380 \cdot 10^6$, $T = 21,90 \text{ h}$, and the estimation mentioned above for Silurian, $\tau = 435 \cdot 10^6 \text{ y}$, $T = 20,91 \text{ h}$) do not contradict these estimations [look 16, 28, 29].

Thus the paleoecological data give the relative deceleration of the Earth rotation $(\Delta\omega/\omega)_f = -28 \cdot 10^{-9} \text{ cent}^{-1}$, that is considerably more than the estimation of Spencer Johns and coincides with R. Newton's estimation $(-27,7 \pm 3,4 \times 10^{-9} \text{ cent}^{-1})$.

The next essentially new result is assumed with the help of the method of quotidal analysis of Parysky, Kuznetsov and Kuznetsova [13, 19] and is reduced to that that instead of the value of the tidal force moment $N = 3,89 \cdot 10^{23} \text{ erg}$, which is necessary for the explanation of the secular deceleration of the Earth rotation actually exists a more powerful moment $N = 11,66 \cdot 10^{23} \text{ erg}$, being equal to the sum of the moment $3,37 \cdot 10^{23} \text{ erg}$ influenced by oceanic tides. The alternative consists of the supposition in the presence of a mechanism accelerating the Earth rotation. Such a mechanism in accordance with the ideas mentioned above is considered by us the decreasing of the Earth radius i. e. contraction.

Using the new estimations of the Moon and the Sun acceleration mentioned above, let us estimate the speed of the Earth radius decrease. Let us take the calculated value of the relative change of the Earth rotation angle speed conditioned by the Moon and the Sun tidal braking forces $(\Delta\omega/\omega)_f = a$, the relative change conditioned by the changes of the Earth radius $(\Delta\omega/\omega)_r = b$ and the observed secular value of rotation deceleration $(\Delta\omega/\omega)_f = c = a - b$. Let us take further the Moon secular acceleration in the scale of ephemeridal time (in the time scale, based on the Earth movement along the orbit round the Sun) $dn/dt = n'$ and on the scale of the universal time L (by the time scale based on the Earth daily rotation) the Sun secular acceleration (or accordingly the secular deceleration of the Earth speed rotation) by the universal time scale L' , the

average value of the Moon and the Sun movement n and n' and let us write the well known equations, connecting these quantities

$$\begin{aligned} n' &= 2L - 2(n/n')L', \\ 2L' &= -n'c, \quad c = L'd, \\ a &= b + c. \end{aligned} \quad (12)$$

The quantities including in these dependences set (13) have the following values: $n' = -42 \text{ cent}^{-2}$, $n/n' = 13,37$, $n = 0,130 \cdot 10^{-9} \text{ cent}^{-1}$, $a = -48 \cdot 10^{-9} \text{ cent}^{-1}$, $d = 0,154 \cdot 10^{-7} \text{ cent}^{-1}$, correspondingly $L' = 1,82 \text{ cent}^{-2}$, $L = 3,36 \text{ cent}^{-2}$ and $b = (\Delta\omega/\omega)_r = -20 \cdot 10^{-9} \text{ cent}^{-2}$.

According to the law of constancy of angular moment $C\omega \simeq J\omega = kMR^2 = \text{const.}$ (C is the polar moment of the inertia, J is the average moment of the inertia, M is the mass, R is the average radius, k is the gyration constant) provided that $kM = \text{const}$ and $\omega R^2 = \text{const}$, we have

$$\frac{\Delta J}{J} = -\left(\frac{\Delta\omega}{\omega}\right)_r = \frac{2\Delta R}{R}, \quad (14)$$

where ΔJ and ΔR are the small changes of J and R , [corresponding to the changes of angle speed of rotation ω on the small quantity $\Delta\omega$].

According to the above mentioned astronomical and paleontological data to the calculated value $b = (\Delta\omega/\omega)_r = -20 \cdot 10^{-9} \text{ cent}^{-2}$ by (14) the decreasing of the Earth radius about $6,37 \text{ cm}$ for 100 y. corresponds, i. e. the speed of decreasing of the Earth radius makes $dR/dt = -V_r = -2 \cdot 10^{-9} \text{ cm/sec.}$

It should be noted that the difference between the calculated (theoretically) value of the Earth tidal retardation $48 \cdot 10^{-9} \text{ cent}^{-2}$ and observing value of retardation $28 \cdot 10^{-9} \text{ cent}^{-2}$, we attributed thoroughly to the contraction factor. Let us point out that the above mentioned difference has been first accounted for the contraction by Meyermann (1928) whose calculations based on the analysis of the peculiarities of the Moon—Solar eclipse chronology showed that the speed decreasing of the Earth radius was estimated by the quantity of $4,5\text{--}5 \text{ cm}$ for 100 years . The same estimation was obtained by the more modern materials of Parylsky [18].

* * *

Let us bring some evidences of geodynamical activity of the Earth conditioned by the decreasing of the Earth volume.

(1). If at the beginning of the geological time the Earth average density was equal to that of carbonaceous chondrites $\rho_0 = 2,2 \text{ g/cm}^3$, the initial radius must be equal to $R_0 = 8650 \text{ km}$. If the radius reduction at 2280 km accured during the Earth whole existence for $4,6 \cdot 10^9 \text{ years}$, the speed of the radius decreasing will make in average 5 cm for 100 years .

(2). The energy dissipation in the Earth body at the decreasing its radius on the small quantity R according to the following equation will make

$$(3\gamma - 3)\Delta U = W \cdot \frac{\Delta R}{R}, \quad (15)$$

establishing connection between the change of internal heat energy U , potential energy W and decreasing of the radius R , at $\gamma = 3$ (Grüneisen constant for the strongly pressed gas), $W = 2,54 \cdot 10^{39} \text{ erg}$, $R = 6,37 \cdot 10^8 \text{ cm}$ and $R = 6,37 \cdot 10^{-2} \text{ cm}$ making up $U = 4,3 \cdot 10^{28} \text{ erg/y}$ which is equal to the Earth general thermal waste (from these on the conductive part of thermal waste falls on 10^{28} erg , and the radiogenic heat share makes $\leq 3,6 \cdot 10^{27} \text{ erg}$) [look 5, 20, 24].

At $\gamma = 3$ it dissipates only the 1/6 part of energy of the planet's gravitational field corresponding to the radius decreasing at the R quantity. The remaining part of energy is accumulated in the planet in the form of energy of elastic compression, energy phase transition of the first kind (including metamorphism), energy of the magnetic field, it is spent on the acceleration of the Earth rotation, increasing of the potential energy of the Moon orbital position etc. and it probably transfers into the energy of the Earth orbital movement, into the new formed mountains and plato and others too. At the same time a situation is possible when the diffusion of this energy may reduce to the relatively momentary expansion of the planet, particularly in the cases when the tempo of thermoremoval will be behind the thermoexhalation tempo and when the isothermic character of the contraction is disturbed and the adiabatic process comes into force (look 8). McDonald [15] considers the increasing of the Earth radius for 100 km to be quite possible.

(3) According to the correlation received by the author [6, 2|3

$$\frac{\Delta J}{J} \equiv - \frac{\Delta \omega}{\omega} = \frac{2 \Delta R}{R} = h^0 \Delta \beta \quad (16)$$

the indicated tempo of the Earth radius decrease correlates the moment of the alteration of the Earth inertia too on the level $\Delta J = 3,7 \cdot 10^{35} \text{ g.cm}^2$ and at the amplitude of the Chandler pole wobble $\Delta \beta_{\max} = 0,3''$ at the period of pole oscillation for 25 years (here $L^0 = 1/305,1$ is the Earth dynamic compression).

(4) Equating the Earth magnetic moment to the quasidally nutation (gyroscopic) moment [see 7, 14] or equating correspondingly the density of the kinetic energy of the resonance quazidally Earth movement,

$$E_q = \frac{1}{2} k M \omega^2 R^2 \sin^2 \beta = \frac{1}{2} k M v^2 \sin^2 \beta \quad (17)$$

to the density of energy of its magnetic field

$$U_p = \frac{\mu H^2}{8 \pi}, \quad (18)$$

we obtain the value of magnetic field stress

$$H = v \sin \beta \sqrt{4 \pi k \rho}, \quad (19)$$

where v is the rotation speed, β — is the half of the angular opening of nutation cone, k — is the dimensionless moment of inertia, ρ — is the Earth average density. When $\beta_{\max} = 0,3''$ ($\sin \beta = 1,55 \cdot 10^{-6}$), $k' = 0,331$, $\rho = 5,52 \text{ g/cm}^3$, $v = 4,65 \cdot 10^4 \text{ cm/sec}$, we obtain $H = 0,315 \text{ gs}$ [look 7 in detail].

Substituting the expression (16) in (19) we obtain

$$\Delta H = \frac{2 \Delta R}{h^2 R} \cdot V \sqrt{4 \pi k \rho} = q \Delta R. \quad (20)$$

When $q = 0,195 \text{ CGS}$ for the maintenance of the field stress on the level of $0,316 \text{ gs}$, the decreasing of the radius $R = 1,6 \text{ cm}$ or the time for 25 years is demanded, i. e. as much as it is demanded for the increasing of nutation angle to the value $\beta = 0,3$ [look 6, 15, 21].

(5) The equation of heat — conductivity for the compressing Earth one may write down in the form of

$$\nabla (K \nabla T) - C_v \rho V_r \nabla T - \rho C_v \partial T / \partial t + Q = 0, \quad (21)$$

where K is the heatconductive coefficient, C_v is the specific heat capacity, ρ is the density, T is the temperature, t is the time, Q is the heat generation, V_r is the speed of the Earth radius decreasing (∇ — is the Laplace operator). By the Clark estimation (2) when $V_r = 0$ (in the second member of the equation (21) the values of remaining members have the order $10^{-13} - 10^{-14} \text{ cal/(sec. cm}^3)$, $\rho C_v = 1 - 1,5 \text{ cal. g/grad}$, and the radial of the component $\nabla T = 10^{-4} - 10^{-5} \text{ C/cm}$. The mentioned author notes that the member $\rho C_v V_r \nabla T$ will be comparable with the remaining members of the equations, if $(V_r) \geq 10^{-9} \text{ cm/sec}$. and the heat removing it will be realized by the macroscopic movement of masses.

According to the mentioned above calculations $(V_r) = 2 \cdot 10^{-9} \text{ cm/sec}$ consequently, the decisive significance in the heat removes at the Earth contraction perturbational movements of the masses are acquired (convection, gravitational differentiation, volcanism, gas emission, creep etc.).

The speed of temperature wave spreading V_r from the bottom of the solid mantle situated in the depth of z from its surface for the θ time is equal to $V_r = z/\theta$.

Using the model presentation that the contraction influence on the thermoconductivity in the solid body is equivalent to radial exfiltration of elementary heat carriers — phonos, it may be considered that the speed of the incompressible phonon gas ascending advancement is equal to the speed of the Earth radius decrease $(V_r) = 2 \cdot 10^{-9} \text{ cm/sec}$. Then assuming $z = 2880 \text{ km}$, we obtain $\theta = 1,44 \cdot 10^{17} \text{ sec.} = 4,6 \cdot 10^9 \text{ y}$. This is the Earth existence time.

(6), When decreasing of the Earth radius on the quantity ΔR the surface of the lithosphere decreases on the quantity $\Delta S = 8 \pi R \Delta R$ and the energy is released in the lithosphere

$$W_k = 4 \pi R^2 \rho_k g_u H_u \Delta R, \quad (22)$$

where ρ_k is the density, H_k is the thickness and g_k is the gravity acceleration of the lithosphere.

According to the contraction theory this energy is dispersed into the deformation, metamorphism and redistribution of the lithosphere masses. The work which is necessary for the lithosphere material processing up to the condition of the full waste of the elasticity (up to the anathexis condition) beginning when the deformative stresses reach the level of the elasticity module (the Yunge module) E_k , is equal to

$$W_m = H_k E_k \Delta S = 8 \pi R H_k E_k \Delta R. \quad (23)$$

Assuming $W_k = W_m$, we obtain

$$E_k = \frac{1}{2} \rho_k g_k R. \quad (24)$$

Substituting $\rho_k = 3,13 \text{ g/cm}^3$, $g_k = 980 \text{ cm/sec}^2$, $R = 6370 \text{ km}$, we obtain $E_k = 10^6 \text{ kg/cm}^2$. This is the value of the Yunge module, characteristic for wide spread monolite igneous rocks (see 1, 2).

According to the experimental data the intensive fracture in the same rocks begins at the stresses of order $\sigma_p = E_k/500 = 2000 \text{ kg/cm}^2$ (see 2).

Among the lithosphere deforming structures decisively predominate deformations of shearing (change of form), indicating probably tangential character of deformative forces, appearing in the result of the contraction. Taking into consideration the experimental established coorelation $500 \sigma_k = E_k$ for the estimation of the seismic energy of the lithosphere, it should be considered that in the correlation with the equation (22) it will be equal to

$$W_s \cong \frac{1}{500} \cdot 4 \pi R^2 \rho_k g_k H_k \Delta R.$$

Taking $4 \pi R^2 = 5,1 \cdot 10^{18} \text{ cm}^2$, $H_k = 75 \text{ km}$ $(\rho g H)_k = 2,5 \cdot 10^{10} \text{ dyn/cm}^2$, $\Delta R = 6,37 \cdot 10^{-2} \text{ cm}$, we obtain $W_s = 1,6 \cdot 10^{25} \text{ erg/y}$.

* * *

I should like to note in the conclusion that following Jeffreys [10] from the point of view of physics the contraction mechanism of the Earth evolution is irreproachable however on account of incorrect statement of concrete problems on the contraction in some cases absolutely unacceptable geological—geophysical results were obtained and the idea of contraction in its primitive form appeared to be noticeably discredited. In the light of new data at the geological—geophysical problems statement on the contraction it should be considered undoubtedly:

a) Firmly established fact of heterogenous structure of the lithosphere and asthenosphere and in this connection the fact of concentration of the tectonic forces and deformations in the small quantity of narrow zones of the Earth crust in the geocyncline systems, middle—oceanic ridges and fault zones, considering as the concentration (plastic bends) stresses places.

b). Determining the lithosphere elastic stability in the known equations of Euler, Lagrange and Winkler on the analogy with antenna problem of engineering mechanism it is necessary to include the influence of the the lithosphere own weight which leads to about 30 times decreasing of the stress critical value of the lithosphere stability in comparison with the weightless lithosphere problem [see 1, 2].

c). As it has been showed by Devlson and well-grounded later by Jeffreys, Sheydegger, Aslanian and et al [see 2, 10], at the contraction and the mantle strong shrinkage lithosphere compression along the lateral corresponds to the torsion in the upper mantle bringing to the formation of abyssal faults, horst zones and diapiric uplift on the upper mantle.

d). At the stability waste, warp and lithosphere discontinuity the blocks of the last and asthenosphere subjacent fluid masses interact by the rolling mechanism, which strongly facilitates the process of horizontal movements of these blocks and possibility of the mantle diapirism and limited spreading of Red Sea type.

e) The folding of deposits to a definite extentped formed in the warping process and sedimentation (Bertran—Shatsky theory), it is developed at the Inversia of sedimentation zones as a consequence of difference between the arc and cord of these flexure zones (Shatsky, Kosigin, Magnitsky, Aslanian and et al ideas). It is also known that this difference originates during the whole period of intrageosyncline zones and, consequently though the inversia (orogenesis) represents relatively momentary process, the folding in the whole at the contraction mechanism develops imparallel to the whole geocyncline development and is not the act of momentary approach of foreland and perturbation of disposed between them geosynclines.

f). During the period of Chandler pole wobble damping $2\tau = 25 y = 8 \cdot 10^8 \text{ sec.}$ and by the modulus shear $\mu = 1,46 \cdot 10^{12} \text{ dyn/cm}^2$ the Earth elasticity $\eta = \mu\tau$ appear to equal to $6 \cdot 10^{20}$ that at the temperature gradient $1^\circ \text{K}/10^5 \text{ cm}$ provides the possibility of revealing powerful convection currents in the mantle and especially in the asthenosphere.

Institute of Geological Sciences
of Acad. of Sci. of Armenian SSR

Date d 5.VI.1978.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ
(ՍՍՀՄ)

ԵՐԿՐԱԿՆԴԻ ՇԱՌԱՎՂԻ ԴԱՐԱՎՈՐ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱՐԱԴՈՒԹՅԱՆ ՀԱՇՎԱՐԿԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Տեսակարար ջերմունակության $1,25 \cdot 10^7 \text{ էրգ/գ. աստ. ջերմային հոսքի } > 4 \cdot 10^{28} \text{ էրգ/տարի (կոնդուկտիվ մասը } 10^{28} \text{ էրգ/տարի), ռադիոգեն ջերմության առաջացման } \leq 4 \cdot 10^{27} \text{ էրգ/տարի արժեքների դեպքում Երկրագունդն}$

անխուսափելիորեն պետք է սեղմվի, որովհետև նրա միջին ջերմաստիճանը $\leq 3700^\circ K$ զգալիորեն փոքր է հավասարակշռության ջերմաստիճանից $T \geq W/10Cv \geq 6350^\circ K$, որը որոշվում է Վիրիալի թեորեմի համաձայն ($W = 63 \cdot 10^{12}$ սմ²/վրկ², այն է Երկրի գրավիտացիոն պոտենցիալը): Լուսնի կողմից աստղերին ծածկելու 40000 դիտումների արդյունքներից ելնելով վերջերս Մորիսոնի կողմից գնահատվել է Երկրագնդի պոտման մակընթացային արգելակման հաշվարկված մեծությունը՝ $(\omega^0/\omega)_1 = -4,8 \cdot 10^{-8}$ հարյուր տարվա ընթացքում, իսկ հնեաբանական ուսումնասիրություններից արգելակման փաստացի արժեքը ստացված է $(\omega^0/\omega)_1 = -2,8 \cdot 10^{-8}$ հարյուր տարվա ընթացքում: $\omega R^2 = \text{const}$ դեպքում այդ երկու մեծությունների միջև եղած տարբերությունը՝ $\Delta\omega/\omega = -2 \cdot 10^{-8}$ հարյուր տարվա ընթացքում, համապատասխանում է Երկրագնդի շառավղի $R = 6,37 \cdot 10^8$ սմ փոքրացմանը $\Delta R = 1/2 (\Delta\omega/\omega) \cdot R = 6,37$ սմ չափով հարյուր տարվա ընթացքում, $\Delta R/\Delta t = V_r = -2 \cdot 10^{-9}$ սմ/վրկ արագությամբ: V_r -ի որոշման մի այլ մեթոդ հիմնվում է $2\Delta J/J\Delta t = 2\Delta R/R\Delta t = h^0\Delta\beta/\Delta t$ հարաբերության վրա, որտեղ ΔJ -ն իներցիայի մոմենտի փոփոխությունն է, իսկ $\Delta\beta$ -ն Δt ժամանակի ընթացքում բևեռի շանդիերյան տատանման նուտացիոն անկյան փոփոխությունն է: Աշխարհագրական լայնության միջադրային ծառայության տվյալներով $\Delta\beta = 1,55 \cdot 10^{-5}$ ուղ, $\Delta t = 25$ տարի, նուտացիայի արագությունը $\Delta\beta/\Delta t = 2 \cdot 10^{-15}$ ուղ/վրկ և $\Delta R/\Delta t = V_r = -2 \cdot 10^{-9}$ սմ/վրկ կամ $\Delta R = 6,37$ հարյուր տարվա ընթացքում:

Այս հաշվարկների համաձայն $4,6 \cdot 10^9$ տարի առաջ Երկրագնդի պետք է լինենար մոտ 9300 կմ հասնող շառավղի և $1,8$ գ/սմ³ խտություն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Динамическая проблема геотектоники. МГК, XXI сессия. Сборник докладов советских геологов. Изд. АН СССР, М., 1960.
2. Асланян А. Т. Предельные значения мощности и прочности литосферы в свете теории гравитационного сжатия и приливного торможения Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
3. Асланян А. Т. Термо-гравитационный критерий изменения объема Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1976.
4. Асланян А. Т. Об одной возможности оценки равновесной температуры в центре Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1977.
5. Асланян А. Т. Сжимающаяся Земля как фильтр-прессинговый механизм для экзотрузий магматических расплавов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1977.
6. Асланян А. Т. Возбуждение чандлеровских колебаний полюсов как проявление контракции Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
7. Асланян А. Т. Квазисуточная нутация и магнитное поле Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1978.
8. Бербидж Дж., Бербидж М. Э. Звездная эволюция. Сб. «Происхождение и эволюция звезд». ИЛ., М., 1962.
9. Вейнберг С. Гравитация и космология. «Мир», М., 1975.
10. Джеффрис Г. Земля. ИЛ., М., 1960.
11. Каула У. Введение в физику планет земной группы. «Мир», М., 1971.
12. Кларк С. П. Теплопроводность в мантии. В сб.: «Земная кора и верхняя мантия Земли», «Мир», М., 1972.
13. Кузнецов М. В. Расчет векового замедления вращения Земли по современным котидальным картам. «Физика Земли», № 12, 1972.

14. Ламб Г. Гидродинамика. М., 1947.
15. Макдональд Г. Дж. Ф. Приливное трение. Сб. «Приливы и резонансы в солнечной системе», «Мир», М., 1975.
16. Мельхиор П. Физика и динамика планет. т. II, «Мир», М., 1976.
17. Моррисон Л. Вековое ускорение орбитального движения Луны и вращения Земли. Сб. «Приливы и резонансы в Солнечной системе», «Мир», М., 1975.
18. Парийский Н. Н. О влиянии земных приливов на вековое замедление вращения Земли. «Астрономич. журнал», 37, № 3, 1960.
19. Парийский Н. Н., Кузнецов М. В., Кузнецова Л. В. О влиянии океанических приливов на вековое замедление вращения Земли. «Физика Земли», № 2, 1972.
20. Сорохтин О. Г. Содержание в Земле радиоактивных элементов и радиогенная энергия. В сб.: «Тектоника литосферных плит», Изд. АН СССР, М., 1977.
21. Федоров Е. П. Нутация и вынужденное движение полюсов Земли по данным широтных наблюдений. Известия АН Укр. ССР, Киев, 1958.
22. Aslanian A. T. Anderl sich der Umfang der Erde? Geophys. und Geol. Geophysikalische Vereffentlichungen der Karl—Marx Universitat Leipzig, Dritte serie Band 1, Heft 3, 1977.
23. Aslanian A. T. Excitation of the pole Chandler wobble as the stress reaction on the gravitational contraction on the Earth. Problems of Planetology, vol. 2, IAP, Yerevan, 1977.
24. Irtiyama I. Energy balance in the Earth's interior. Intern. Union of Geodesy and Geophysics, XVI General Assembly, Abstracts of reports, 1975.
25. Lovering M. F., Dell C. I., Johanson M. J. Effect of a shorter day upon biotidiversity. Bull. Geol. Soc. Amer., 83, № 11, 3523, 1972.
26. Meyermann B. Die Schrumpfungsgeschwindinkelt des Erdradius aus astronomischen Beobachtungen. Zeitschr. Geophysik, 4, 153—154, 1928.
27. Newton R. R. Ancient Astronomical Observations and the Accelerations of the Earth and Moon, London, 1970.
28. Wells J. W. Coral growth and geochronometry. Nature, 197, 948—950, 1963.
29. Williams G. E. Geological evidence relating to the origin and secular rotation of the Solar system, Modern Geology, v. 3, № 4, 1972.

УДК 523.43

АНДРЭ КАПО

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПЛАНИСФЕРЫ РЕЛЬЕФА МАРСА
В ЭКВИПОВЕРХНОСТНОЙ ПРОЕКЦИИ

Пока планеты и спутники были известны только по наблюдениям, сделанным с Земли, то есть с чрезмерно большого расстояния, было вполне нормально, что для представления их вида использовали перспективную проекцию от бесконечности, проекцию в виде фотографий, полученных с помощью бинокля или телескопа. Названная *ортографической*, она является одной из наиболее ранее известных, использовалась Аполлонисом еще за 240 лет до нашей эры. Но в ней есть недостаток—то, что она не сохраняет (не консервирует) ни относительные поверхности, ни углы; другими словами, она ни эквиповерхностна (=эквивалентна), ни эквиугольна (=соответственна). Таким образом, древние карты Луны, удовлетворительные в пределах видимой стороны, дают о смежной с ними периферии только неполную и искаженную картину, т. е. участок, видимый наискось, по мере приближения к краю виден в еще более косом направлении.

Но с тех пор, как космические корабли совершили оборот вокруг некоторых космических тел и сделали фотографии с различных точек наблюдения, несравненно более близких, и радарные, и другие измерения позволяют оценивать расстояния, положение совершенно изменилось. Были составлены карты и планисферы. Те, которые мне удалось посмотреть почти без исключения [1] в эквиугольной проекции, иначе говоря, в них прежде всего постарались правильно представить формы, по крайней мере маленькие и средние. Для Марса, например, поверхность планеты в целом была представлена USGS (Геологическая служба США) [2], посредством трех эквиугольных карт, одна из которых прямоугольная, простирающаяся от 65°Ю до 65°С с обратной меркаторной проекцией. Но как известно, эта проекция отодвинула бы полюсы в бесконечность. Поэтому северные и южные области от 55 до 90° широты представлены каждая круговой картой в полярной проекции. Эти карты, будучи обе эквиугольными, являются *стереографическими*, т. е. в точности такими, как одна из наиболее древних известных нам проекций (Гиппарх, за 130 лет до нашей эры). Совокупность этих трех карт является чрезвычайно ценным документом. Высоты здесь представлены тонкими красными изогипсами, с высотой сечения в 1 километр: на сегодня по предварительным измерениям они известны, как говорит нам легенда, лишь с точностью от 1 до 2 км, что уже превосходно.

Чтобы более наглядно представить вид совокупности рельефа, три карты, какие бы хорошие они ни были, не стоят одной планисферы; кро-

ме того, на картах USGS изображение коэффициентов отражения, разумеется, полезное, затушеванное коричневым, местами очень темным, затрудняет расшифровку изогипс. Наконец, проекции, не будучи экви-поверхностными, мешают составлению правильного представления об относительных частотах отдельных отрезков высот.

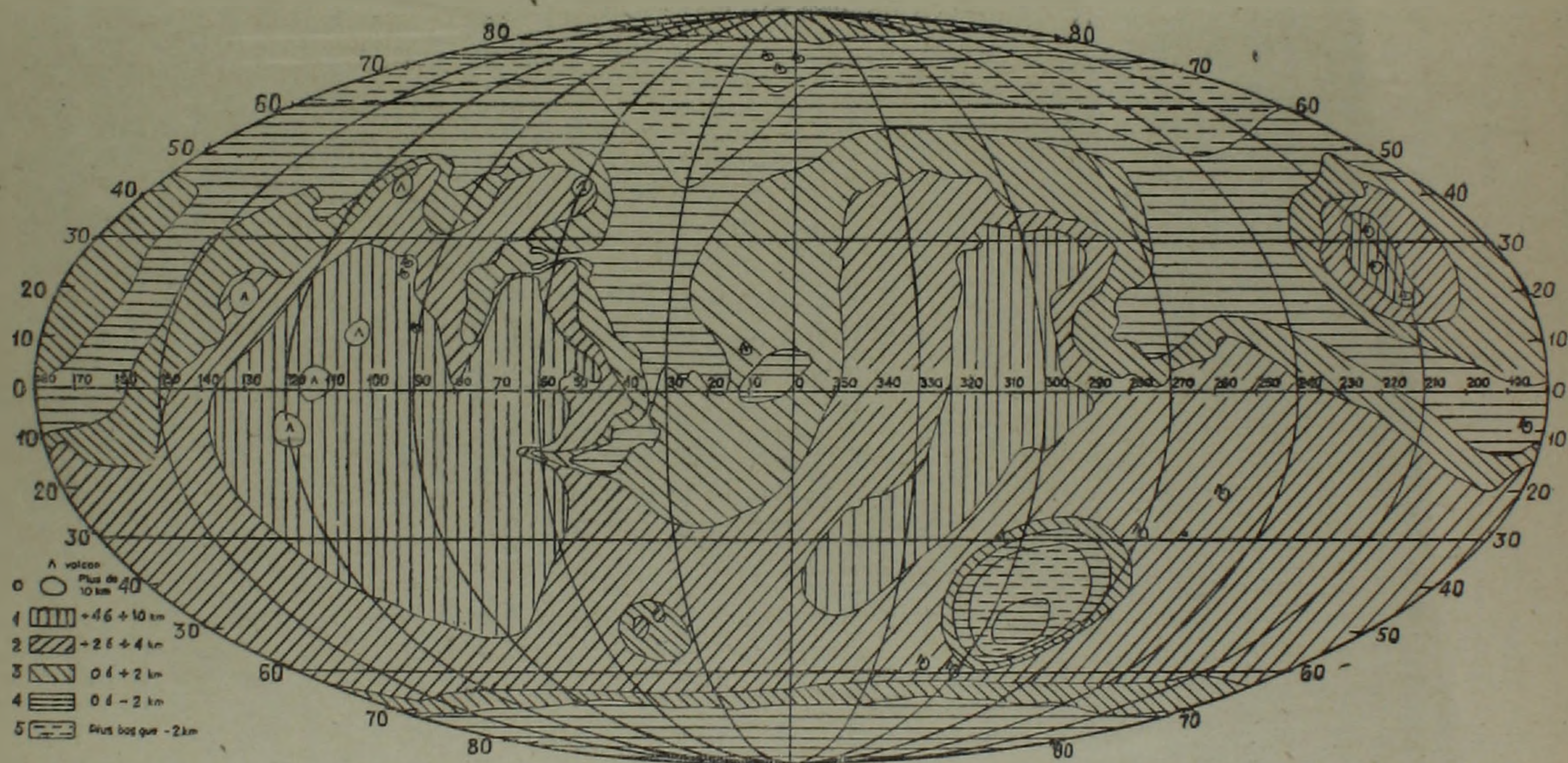
Чтобы устранить эти три помехи, нам представилось полезным, начиная с этого превосходного документа, установить планисферу Марса с обратной эквиповерхностной проекции. В этом предварительном эксперименте мы выбрали таковую Мольвейда (1805), отдавая предпочтение Хаммер-Эйтоффа (1892) по трем причинам. 1. Параллели здесь изображены прямыми, что облегчает чертежи, нанесение на карту и измерения. 2. Она была проконсультирована Э. де Мартоном и многими другими выдающимися географами. 3. Наконец, это она была принята астрономами и астрофизиками для небосвода, когда шла речь о выявлении распределения плотности, так, например, туманности или звезд—излучателей той или иной радиации (рис. 1)¹.

Цель наша—определить, может ли такая карта вскрыть крупные черты рельефа Марса, исключая черты более мелкие. Нам представилось достаточным ограничить масштаб планисферы в 52 см, а на печатанный размер в 26 см. С таким небольшим масштабом было бы невозможно воспроизвести все кривые из основного документа USGS. После экспериментов мы убедились, что лучший результат для комплексного наблюдения достигается с кривыми в -2.0 ; $+2$; $+4$ и $+10$ км. На цветном макете абсолютные отрезки высот, таким образом разграниченные над 0 км, были представлены, так же как и в атласах Земли, начиная снизу бледно-зеленым или затем желтым, оранжевым и темно-коричневым, а ниже 0—средне-зеленым и дальше—густым зеленым цветом². Черным и белым представлено последовательное изображение местности, идущее от чисто черного ниже—2 км, до чисто белого выше $+10$ км. Крупные вулканы, известные в настоящее время, обозначены буквой V, но существуют и другие.

Чтобы сравнить рельефы Марса и Земли, надо, очевидно, принимать во внимание отдельные высоты прочного основания, абстрагируясь от вод океанов, которые отсутствуют на Марсе. С первого взгляда, видим на Марсе два бассейна почти округлой формы (мульда)—Арсир Планитна и Эллас Планитна, древние кратеры удара, по всей вероятности. В противоположность земным континентам высокие части Марса шире развиты к югу от экватора, чем к северу. Как и на Земле, они образуют три главные неравные массы. Но три впадины (депрессии), которые разделяют эти массы, сливаются к северу, тогда как на Земле, наоборот, три больших океана сливаются к югу. Как и на Земле, существует полярная асимметрия, но если карта правильна в обратном

¹ После эксперимента проекция Хаммера Эйтоффа кажется предпочтительней.

² На рис. 1 цвета соответственно заменены штриховкой: 5—бледно-зеленый, 4—желтый, 3—оранжевый, 2—темно-коричневый, 1—средне-зеленый, 0—зеленый.



смысле: на Марсе, южный полюс, между 0 и —1000 метров; а северный полюс приподнят между +1000 и +2000 и несет самый большой ледниковый купол.

Таковы черты комплекса, которые проявляются четко по шкале и с выбором пяти принятых кривых. Из этого следует, что кривые более сближенные подчеркивают другие основные черты, как крупные впадины.

В общей сложности эквиповерхностная планисфера планетарного тела, таким образом, осуществима. Она имеет те преимущества, при которых представление вида комплекса осуществляется с первого взгляда и дает единственно правильную оценку частот и относительных значений в различных аспектах.

Перевод с французского
Н. Н. Магакян

Постулила 17.VIII.1978

ANDRÉ CAILLEUX

PRESENTATION D'UN PLANISPHERE DU RELIEF DE MARS EN PROJECTION EQUIAREALE

Tant que les planètes et satellites ont été connus par observations faites à partir de la Terre, c'est-à-dire d'extrêmement loin, il était normal que, pour en représenter l'aspect, on ait utilisé une projection perspective, avec point de vue à l'infini, projection qui est celle des photographies obtenues à la lunette ou au télescope. Appelée *orthographique*, celle-ci est l'une des plus anciennes connues, utilisée déjà par Apollonius en 240 avant notre ère. Mais elle a l'inconvénient de ne conserver ni les surfaces relatives, ni les angles; en d'autres termes, elle n'est ni équiareale (= équivalente), ni équiangle (= conforme). Ainsi les cartes anciennes de la Lune, satisfaisantes autour du centre de la face visible, ne donnaient du voisinage de la périphérie qu'une image beaucoup plus réduite et déformée, le terrain y étant vu de biais, de plus en plus obliquement au fur et à mesure qu'on s'approche du bord.

Mais depuis que des vaisseaux cosmiques ont fait le tour de certains astres et en ont pris des photographies de points de vue variés, incomparablement plus rapprochés, et que des mesures radar et autres ont permis d'apprécier les distances, la situation a changé du tout au tout. Des cartes et des planisphères ont été établis. Ceux que j'ai pu consulter sont, à peu d'exceptions près, (1) en projection équiangle. autrement dit on s'est efforcé avant tout de bien représenter les formes, au moins les petites et les moyennes. Pour Mars, par exemple, la totalité de la surface de la planète a été représentée par USGS (United States Geological Survey, (2)) au moyen de 3 cartes équiangles, dont l'une, rectangulaire, allant de 65° S à 65° N, en projection de Mercator transverse. Mais comme chacun sait, cette projection rejeterait les pôles à l'infini. Aussi les régions polaires Nord et Sud, de 55° à 90° de latitude, sont-elles représentées chacune par une carte circulaire en projection polaire. Ces deux cartes, afin d'être elles aussi équiangles, sont *stéréographiques*, c'est-à-dire justement dans une des projections les plus anciennes connues (Hipparque, vers 130 avant notre ère). L'ensemble des trois cartes est un document extrêmement précieux. Les altitudes y sont représentées par de minces isohypses en rouge, à l'équidistance de 1 kilomètre en l'état actuel, encore précaire, des mesures, elles ne sont connues, nous dit la légende, qu'à 1 ou 2 kilomètres près, ce qui est déjà très beau.

Pour avoir au premier coup d'oeil une vue d'ensemble du relief trois cartes, si bonnes soient-elles, ne valent pas un planisphère; qui plus est, sur celles de l'USGS, la représentation des albédos, certes utile, par un estompage brun par endroits très foncé, gêne la lecture des isohypses. Enfin, les projections, n'étant pas équiareales, empêchent d'avoir une idée juste des fréquences relatives des différentes tranches d'altitude.

Pour remédier à ces trois inconvénients, il nous a paru utile d'établir, à partir de ce même excellent document, un planisphère de Mars en projection équiaréale transverse. Dans cet essai préliminaire, nous avons choisi celle de Mollweide (1805) plutôt que celle de Hammer-Attoif (1892) pour trois raisons: 1° Les parallèles y sont représentés par des droites, ce qui facilite les tracés, les reports et les mesures.—2° Elle a été conseillée par E. de Martonne, et plusieurs autres éminents géographes —3° Enfin c'est elle qu'ont adoptée les astronomes et les astrophysiciens pour la voûte céleste, quand il s'agissait pour eux de mettre en évidence une densité de répartition, par exemple celle de nébuleuses ou d'astres émetteurs de telle ou telle radiation.

Notre but étant de voir si une telle carte permet de dégager les grands traits du relief de Mars, à l'exclusion des traits plus petits, il nous a paru suffisant de limiter la minute du planisphère à 52 cm, et le tirage imprimé à 26 cm. A une si petite échelle, il aurait été impossible de reproduire toutes les courbes du document de base de l'USGS. Après essais, il s'est avéré que le meilleur résultat, pour une vue d'ensemble, était obtenu avec les courbes de -2 , 0 , $+2$, $+4$ et $+10$ Km. Sur la maquette en couleurs, les tranches d'altitude ainsi délimitées au-dessus de 0 Km ont été représentées, comme dans les atlas terrestres, à partir du bas, en vert très pâle, puis jaune, orange et enfin brun foncé; et en-dessous de 0 , en vert moyen puis vert foncé. En noir et blanc, on a des figures graduels allant du noir pur en dessous de -2 Km au blanc pur au-dessus de $+10$ Km. Les grands volcans actuellement connus sont indiqués par la lettre V, mais il en existe d'autres.

Pour comparer les reliefs de Mars et de la Terre, il faut évidemment considérer les seules altitudes du socle solide, en faisant abstraction de l'eau des océans qui manque sur Mars. Au premier coup d'oeil on voit sur Mars les deux bassins presque circulaires d'Argyre Planitia et d'Hellas Planitia, anciens cratères d'impact selon toute vraisemblance. Contrairement aux continents terrestres, les parties hautes de Mars sont plus étendues au Sud de l'Equateur qu'au Nord. Comme sur la Terre elles forment trois masses principales, inégales. Mais les trois dépressions qui séparent ces masses confluent vers le Nord, alors que sur Terre, au contraire, les trois grands océans confluent vers le Sud. Comme sur la Terre, il y a antisymétrie polaire, mais la carte d'USGS est exacte, en sens inverse: sur Mars, c'est le Pôle Sud qui est déprimé, entre 0 et -1000 mètres, et le Pôle Nord qui est surélevé, entre $+1000$ et $+2000$, et qui porte la plus grande coupole de glace.

Tels sont les traits d'ensemble qui apparaissent nettement, à l'échelle et avec le choix des 5 courbes adoptées. Il va de soi que des courbes plus rapprochées mettent bien en évidence d'autres traits fondamentaux, comme les grandes fossés.

Au total, un planisphère équiaréal d'un corps planétaire est donc réalisable. Il a l'avantage d'en offrir une vue d'ensemble parlante au

premier coup d'oeil, et de permettre seul une juste évaluation des fréquences et importances relatives des divers aspects.

Nota Bene.--Après essai, il semble que la projection d'Hammer-Attoff serait préférable.

Kartographische Netzentwürfe, Leipzig.

OUVRAGES CITÉS

- (1) Martian albedo features and topography (1973), 1:28 600 00, Lambert azimuthal equal area projection. 3 cartes centrées sur les méridiens 0, 120 et 240. Planetary research center, Lowell Observatory, Flagstaff, Arizona 86001, U. S. A.
- (2) Topographic map of Mars (1976), 1:25 000 000. Atlas of Mars, topographic series, M 25 M 3 RMC. 1—961, US Geological Survey, Denver, Colorado 80225, U. S. A.

ԱՆԴՐԵ ԿԱՅՈ

ՄԱՐՍԻ ՌԵԼԻԵՖԻ ՀԱՐԹԱԳՆԴԻ ՊԱՏԿԵՐՈՒՄԸ ՀԱՄԱՄԱԿԵՐԵՍԱՅԻՆ ՊՐՈՅԵԿՏԻԱՅՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Նախկինում լուսնի և մոլորակների քարտեզների մեծամասնությունը կազմվում էր այսպես կոչված օրթոգրաֆիական պրոյեկցիայում: Լուսնի և մոլորակների համար դրանց մեծամասնությունը կարելի է ընդունելի համարել: Սակայն որոշ նպատակների համար անհրաժեշտ են համահավասար մակերես ունեցող քարտեզներ, բայց հայտնի է, որ ոչ մի պրոյեկցիա միաժամանակ չի կարող ծավալված հանդիսանալ և ունենալ համահավասար մակերեսների հատկություն:

USGS-ի կողմից հրատարակված Մարսի քարտեզը ծավալված պրոյեկցիայի հետաքրքիր փաստաթուղթ է: Այդ քարտեզի հիման վրա մեր կողմից կազմված է Մարսի հարթագույնը համահավասար մակերես ունեցող մոլվեյդյան պրոյեկցիայում:

Մենք համարում ենք, որ Համմեր-Այտոֆի համահավասար մակերեսով հարթագույնը կարող է ավելի լավ լինել, քանի որ քեռային և հասարակածային մարզերն ավելի քիչ են ձևափոխված, և զուգահեռ կորերն ավելի լավ պատկերացում են տալիս մոլորակի գնդաձևության մասին:

AUTRES OUVRAGES CONSULTÉS

- Christensen (E. J.) (1975) Martian topography derived from occultation, radar... etc. J. Geophys. Res., 80, 2909—2913.
- Deetz (C. M.) and Adams (O. S.) (1945) Elements of map projections. U. S. Dept. of Commer. Coast and Geod. Surv., Sp. Publ. 68, 226 p., 89 fig., 15 pl., Washington.
- Flammarion (C.) (1892) La planète Mars et ses conditions d'habitabilité. t. I, 605 p. ill.; t. II, 603 p. ill. Paris, Gauthier—Villars.
- Kopal (Z) et Carder (R. W.) (1974) Mapping of the Moon, 237 p., 162 fig., Dordrecht—Boston, D. Reidel.

-
- Martonne (Emm. de)* (1925) *Traité de Géographie physique*, t. I, 496 p., 193 fig., Paris, Armand Colin.
- Mutch (A) et alii.* (1976) *The geology of Mars*. 400 p. III. Princeton University Press.
- Ralsz (E.)* (1953) *Cartografia general*, 435 p., 292 fig., Barcelona. Omega. Translated from english.
- Reignier (F.)* (1957) *Les systèmes de projection*, 312 p., 90 fig., 48 graphiques. Paris. Institut géographique national.
- Salistschew (K. A.)* (1967) *Einführung in die Kartographie*, 198 p., 50 fig., Gotha (Haack). Traduit du russe.
- Wagner* (1900) *Lehrbuch der Geographie*. 882 p., 84 fig., Hannover und Leipzig. Hahn.

УДК 551.24(479.25)

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АРМЕНИИ

Полезные ископаемые (как рудные, так и нерудные) представляют горные породы или минералы, которые входят в состав определенных типов формаций пород и генетически или парагенетически с ними тесно связаны в пространстве и во времени.

Можно считать установленным, что типы формаций как магматических, так и осадочных горных пород, их ряды и ассоциации отражают определенные стадии геологического развития структурно-формационных зон и контролируются геотектоническим режимом и типами тектонических структур. Отсюда следует, что специалисты, занимающиеся вопросами региональной геологии и тектоники, при геологическом районировании изучаемой ими территории и составлении структурно-формационных и тектонических карт, не могут не учесть распределение рудных тел.

Равным образом это касается и специалистов-металлогенистов, для которых тектонические и структурно-формационные карты и тектонические закономерности распространения полезных ископаемых являются основой при составлении металлогенических и прогнозных карт.

Составление тектонических или структурно-формационных и металлогенических схем и карт требует детального научного анализа данных тектонической геологии, магматизма, вещественного состава отложений (анализ формаций) и пространственного размещения важнейших групп месторождений полезных ископаемых.

Следовательно, регионально-геологические, тектонические и металлогенические исследования являются задачами, равным образом касающимися геологов-регионалистов и специалистов, занимающихся полезными ископаемыми, а тектоническое районирование—одним из методов выявления закономерностей размещения различных видов полезных ископаемых.

Вот почему мы считаем себя вправе при геотектоническом районировании Армении и составлении тектонических карт разных масштабов коснуться также вопросов металлогении и сделать некоторые замечания по существующим схемам структурно-металлогенического районирования ее территории.

Армения является одним из интересных районов развития магматизма и эндогенного рудообразования в СССР. В неогее на ее территории магматические и связанные с ними рудные процессы проявлялись неоднократно, но особенно интенсивно и наиболее полно—в альпийском тектоническом этапе.

Вопросами металлогении Армении занималась большая армия геологов: К. Н. Паффенгольц, В. Г. Грушевой, В. Н. Котляр, С. С. Мкртчян, С. А. Мовсисян, Б. С. Вардапетян, Г. П. Багдасарян, А. Т. Асланян, А. Е. Кочарян, Э. А. Хачатурян, Г. О. Пиджян, Ш. О. Амирян, К. А. Карамян, Б. М. Меликсетян, Г. О. Григорян, Э. Х. Гулян и многие другие. Особенно следует отметить исследования И. Г. Магакьяна, который в течение долгих лет занимался рудными месторождениями и закономерностями их размещения на Малом Кавказе. Составленная им схема структурно-металлогенического районирования Армении в целом соответствует геологическому строению и истории геологического развития Малого Кавказа и сыграла значительную роль в деле изучения рудных месторождений республики и открытия новых рудоносных районов. Вместе с тем, эта схема, в частности, ее геологическая основа нуждается в уточнении, детализации и большей согласованности со схемой геотектонического районирования.

Геотектонические и металлогенические районирования складчатых областей и регионов производятся на основе одних и тех же важнейших геолого-геофизических критериев (магматизм, структурные особенности, типы формаций, глубинное геологическое строение и др.) и поэтому составленные на их основе схемы районирования должны совпасть.

В истории фанерозоя Армении выделяются два тектоно-магматических этапа и эндогенной минерализации: каледонско-варисский и альпийский. В первом из них, охватывающем время от кембрия до триаса включительно, на обширной территории южного Закавказья, Ирана и Анатолии господствовал платформенный (квазиплатформенный) геотектонический режим [5,6], чем и обусловлено почти полное отсутствие магматизма и эндогенного рудообразования. Второй, альпийский этап (юра-антропоген) характеризуется типичным геосинклинальным (преимущественно эвгеосинклинальным) режимом развития и в свою очередь делится на два подэтапа: а) киммерийский (юра—ранний мел) и б) собственно-альпийский (поздний мел—антропоген), отличающихся планом развития геотектонических зон, формационным составом отложений, магматизмом и металлогенией.

Киммерийский подэтап характеризуется неполным (сокращенным) развитием геосинклинального процесса и, в частности, отсутствием или редуцированностью начальной или гипербазитовой, а также позднеорогенной стадий и соответствующих магматических и седиментогенных формаций пород и эндогенной минерализаций. М. Г. Ломизе, М. К. Суханов [11] и некоторые другие исследователи считают, что рассматриваемая стадия развития скорее всего соответствует режиму средних массивов, чем геосинклиналей, что подтверждается, по их мнению, характером магматизма. Вулканы этого подэтапа, преимущественно среднего и кислого состава, а основные эффузивы, играющие подчиненную роль, отличаются повышенной щелочностью. В пользу такого предположения свидетельствуют также особенности пликтивных структур, сформировавшихся в эту эпоху, в частности, широкое развитие брахи-



Рис. 1. Схема тектоно-металлогенического районирования Армянской ССР (Составил А. А. Габриелян, 1978 г.).

Тектоно-металлогенические зоны

1. Сомхето-Кафанский пологоскладчатый тектонический комплекс раннеальпийского (J_1) эвгеосинклинального (?) заложения на байкальском складчатом основании и киммерийской складчатости. (Область медно-серноколчеданного оруденения с подчиненным значением полиметаллов и скарновых железных руд).

а) Сомхето-Карабахская антиклинорная зона.

1. Алаверди-Шамшадинская подзона (с колчеданным и железорудным оруденением).

2. Ноемберянская (Прикуринская) моноклиальная подзона (с марганцерудным и кремнистым оруденением).

3. Лорийская подзона (с альпийским наложенным полиметаллическим оруденением).

б) Кафанский сегмент (с колчеданным и полиметаллическим оруденением).

II. Базумо-Зангезурская интенсивно складчатая зона раннеальпийского (J_3-K_1) эвгеосинклинального заложения на гетерохронном (байкальском складчатом и варисском платформенном) основании и среднеальпийской складчатости (зона медно-молибденового, полиметаллического, золоторудного, хромитового, железорудного и золото-ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения).

4. Севано-Амасийская офиолитовая подзона (с хромитовым, золоторудным, полиметаллическим, медно-серно-колчеданным и ртутно-сурьмяным оруденением).

5. Анкавано-Зангезурская подзона (с медно-молибденовым, полиметаллическим и железорудным оруденением).

III. Приираксинская умеренно-складчатая зона среднеальпийского (K_2) преимущественно многоэвгеосинклинального за-

ложения на варисском платформенном основании и позднеальпийской складчатости (зона со слабым эндогенным оруденением).

6. Еревано-Ордубадская подзона (с полиметаллическим и реальгар-мышьяковым оруденением).

7. Подзона наложенных орогенных впадин (с железорудным вулканогенным и различными седиментогенными оруденениями).

8. Границы: а) тектонических зон и б) подзон, выраженные разломами и флексурами глубокого заложения.

Металлогенические обозначения (по литературным данным)

Генетические группы и типы рудных формаций.

а) генетические группы.

9. Собственно-магматическая; 10. Пегматитовая; 11. Скарновая; 12. Гидротермальная; 13. Вулканогенная; 14. Метаморфогенная;

б) Рудные формации

15. Железорудная; 16. Хромитовая; 17. Медно-молибденовая; 18. Полиметаллическая (свинцово-цинковая); 19. Сурьмяная; 20. Ртутная; 21. Реальгар-мышьяковая; 22. Золото-полиметаллическая; 23. Медноколчеданная; 24. Серно-колчеданная; 25. Барит-полиметаллическая; 26. Марганцевая эксгалационно-осадочная; 27. Рутилоносно-сланцевая и железорудно-кварцевая; 28. Яшмовая эксгалационно-осадочная; 29. Самородная сера.

в) Рудные районы (обозначенные цифрами на схеме)

1. Алавердский, 2. Кохбский, 3. Шамшадинский, 4. Кафанский, 5. Цавский, 6. Нджеванский, 7. Привольно-Марцигетский, 8. Анкаванский, 9. Зангезурский, 10. Севанский, 11. Амасийский, 12. Базумский, 13. Тапдзут-Дилижанский, 14. Айондзорский, 15. Гюмушлугский, 16. Советашенский, 17. Капутанский, 18. Арзаканский, 19. Арагацский.

формных, куполовидных и сундучных складок, наряду с почти полным отсутствием линейных складок.

Важно также отметить, что северо-восточная часть Антикавказа (Сомхето-Кафанская зона), где наиболее полно выражена история рассматриваемого времени, в конце подэтапа не подверглась полной консолидации, обычно сопровождаемой сменой геосинклинального режима в орогенный, а затем и в платформенный.

Поэтому эту зону нельзя приравнивать с настоящими киммеридами, характеризующимися полным циклом геосинклинального развития, и в частности магматизма и рудообразования, а скорее всего следует считать как район или ядро ранней консолидации альпид.

Однако, против такой концепции также имеются веские факты.

Дело в том, что геологическая история собственно-альпийского подэтапа (апт-эоцен), зафиксированная в большой юго-западной части Антикавказа, по своему характеру не является продолжением киммерийского подэтапа, а представляет вполне самостоятельный, полный цикл тектономагматической эволюции. Она начинается ультрабазитовой или офиолитовой стадией, знаменующейся широким развитием офиолитовой ассоциации пород и толентовых вулканитов, а затем через средние и позднегеосинклинальные стадии (андезитовые и флишевые формации), завершается орогенным (ранним и поздним) режимом, с накоплением морских, лагунно-континентальных и вулканогенных моласс.

Таким образом, вопрос геотектонического режима на Антикавказе в раннеальпийском или киммерийском подэтапе остается еще не совсем ясным, и для его решения требуются новые дополнительные данные.

Из вышесказанного становится ясным, почему рассматриваемый подэтап на Антикавказе характеризуется неполным набором рудных месторождений. Магматизм и минерализация представлены раннегеосинклинальной (?) и инверсионной (раннеорогенной) стадиями. В первой из указанных стадий (в байосе) и частично в поздней юре имело место внедрение субинтрузивных и субвулканических тел кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров (альбитизированных липаритовых порфиритов), с которыми связаны серно-медноколчеданное и барит-полиметаллическое оруденения (Алаверди, Шамлуг, Кафан, Кедабек и др.). Во второй, инверсионной стадии (поздняя юра—ранний мел) внедрились диорит-гранодиоритовые и плагиогранитовые интрузии базальтоидного ряда, характеризующиеся отчетливо выраженной натриево-щелочностью.

С первыми ассоциируют в пространстве скарново-магнетитовые (Колб, Дашкесан и др.), а со вторыми — полиметаллические проявления и месторождения.

Собственно-альпийский подэтап отличается полным циклом геосинклинального процесса и выражен всеми (ранней, средней и поздней) стадиями развития магматизма и эндогенного рудообразования.

Начальная подстадия раннегеосинклинальной стадии представлена породами гипербазитовой формации, внедрившимися в мелу вдоль Се-

вано-Акеринского и Араксинского глубинных разломов. С ними ассоциируют породы цветного меланжа—красные радиоляриты, яшмы, обломки кристаллических сланцев, мраморизованных известняков и различные эффузивные и пирокластические образования спилит-диабазового состава.

В настоящее время можно считать установленным, что породы офиолитовой ассоциации гипербазитов и цветного меланжа в Армении, как и во всех других районах распространения альпинотипных гипербазитов, находятся во вторичном залегании. Согласно новой гипотезе «тектоники плит» они представляют отторженцы первичной океанической коры—тектонические фрагменты коры океанического типа и были выведены на более высокие стратиграфические горизонты вдоль разломов в эпоху складчатости и фаз тектогенеза, т. е. представляют по существу протрузии. Поэтому породы указанной ассоциации, как правило, совместно с вмещающими отложениями, смяты в складки, раздроблены, брекчированы, милонитизированы и, по существу, представляют тектониты в широком смысле слова.

С ними, в частности с дунитами, пироксенитами и гарцбургитами, ассоциируют месторождения хромита и проявления платины, асбеста.

Вероятно, с гипербазитами близки по возрасту зеленокаменные толеитовые вулканы (базальты, андезит-базальты, андезиты, диабазы и др.), широко развитые на Южнозангезурском, Арзаканском и Базумском блок-антиклинальных поднятиях—гехинская свита. Извержение их имело место в раннем мелу (в апте) и также знаменует начало нового этапа растяжения земной коры и установления на Антикавказе геосинклинального режима.

В дальнейшем, во второй половине среднего эоцена, перед первой инверсией геотектонического режима, вслед за мощным развитием андезитового вулканизма, в отдельных местах Севано-Базумско-Зангезурской зоны (преимущественно на участках поперечных поднятий и разломов), вновь происходит внедрение субинтрузии и субвулканов кварцевых плагиопорфиров, альбитофиров, кератофиров и дацитов. С ними связано оруденение колчеданных руд (Тандзут, Чибухлы).

Хорошо представлены магматизм и металлогения позднегеосинклинальной и раннеорогенной (прединверсионной и инверсионной) стадии развития, охватывающей время от верхнего эоцена до олигоцена—раннего миоцена включительно.

С первой фазой внедрения гранитоидов, представленных породами более основного состава, вплоть до верлитов, оливинитов и пироксенитов, связаны концентрации гистеромагматических титано-магнетитовых руд (Сваранц, Калакар), а с умеренно-кислыми гранитоидами (диориты, гранодиориты)—скарново-магнетитовые проявления и месторождения (Базум, Раздан).

С более поздней фазой внедрения формаций монцонит-гранодиоритового ряда калиевой и кали-натриевой щелочностью ассоциирует мед-

но-молибденовое, а затем золото-полиметаллическое оруденение (Зангезур, Айоцзор, Севано-Ширакский синклинорий).

В позднеорогенной стадии (поздний миоцен-плиоцен) в результате дифференциального характера блоковых движений и проявления финального вулканизма имело место внедрение небольших интрузий и экструзий, даек и пластовых залежей умеренно-кислых гранитоидов, андезито-дацитов, с которыми ассоциирует парагенетически и пространственно низкотемпературная минерализация золота, ртути, реальгар-аурипигмента (Советашен, басс. оз. Севан, Дарри-даг в Нах. ССР и др.).

Ртутно-сурьмяное оруденение в Армении, как и в других складчатых сооружениях Средиземноморского альпийского пояса, территориально приурочено к крупным продольным и поперечным региональным разломам глубокого заложения, разграничивающим тектонические зоны и подзоны. Нередко оно находится в парагенетической связи с породами офиолитового комплекса—Севано-Амасийская и Приараксинская (Вединская) офиолитовые подзоны.

Важнейшими факторами, контролирующими пространственное размещение месторождений полезных ископаемых как магматогенных, так и седиментогенных, как известно, являются геологические структуры (пликативные и разрывные), особенности магматизма и формации горных пород. Однако, при тектоно-металлогеническом районировании необходимо учесть также и ряд других историко-геологических критериев. К ним относятся время установления геосинклинального режима, возраст и гипсометрическое положение догеосинклинального основания, возраст главной складчатости, глубинное геологическое строение (геофизические показатели), геотектонический режим и др.

Однако, из указанных геологических критериев наиболее важными при расчленении территории Армении на тектоно-металлогенические комплексы и зоны, являются возраст главной складчатости и время заложения геосинклинального режима, которые в конечном итоге и определяют их историко-геологические и структурно-формационные особенности.

Учитывая эти критерии, территорию Армении можно расчленить на три тектоно-металлогенические зоны и комплексы, отличающиеся всеми вышеуказанными важнейшими геологическими и палеотектоническими показателями: Сомхето-Кафанский комплекс, Базумско-Зангезурскую (Центрально-Армянскую) и Приараксинскую зоны. Они разграничены крупными разломами глубокого заложения и, таким образом, представляют собой структурно-формационные блоки земной коры.

Сомхето-Кафанский комплекс. Как самостоятельная тектоно-металлогеническая единица этот комплекс возник в лейасе в результате деформации Байкальского консолидированного гранитно-метаморфического фундамента и заложения в северо-восточной части Антикавказа эвгеосинклинального типа (?) трога.

В палеозое (в каледонском и варисском тектонических этапах) здесь господствовал платформенный (квазиплатформенный) режим—

Закавказская антеклиза. Южнее нее располагалась Приараксинская синеклиза (субсинеклиза) с эпиконтинентальным морским режимом осадконакопления.

Этот тектонический блок, как уже указывалось выше, характеризуется неполным циклом геосинклинального (?) развития в киммерийском подэтапе, в частности, редуцированностью начальной гипербазитовой и позднеорогенной стадий.

Здесь совершенно отсутствует столь характерный для эвгеосинклиналей ~~фиолитовый~~ комплекс пород—гипербазиты и ассоциирующие с ними вулканы базальт-спилит-диабазовой формации, а также различные глубоководные кремнистые отложения.

Возможно также, что отсутствие в этом блоке ультраосновного и основного магматизма связано с тем, что геосинклинальный режим здесь был заложен на коре континентального типа.

Для блока характерны брахиформная складчатость, почти полное отсутствие четвертичного вулканизма, слабое проявление новейших тектонических движений. Он соответствует одноименной зоне гравитационного относительного максимума, характеризующейся сравнительно спокойным, слабо расчлененным аномальным полем.

В строении блока участвуют терригенная граувакковая формация лейаса, различные вулканогенные и вулканогенно-обломочные формации доггера, вулканогенно-обломочные и осадочные формации мальма, раннего (альб) и позднего мела суммарной средней мощностью до 8000 м. Ограниченное распространение имеют вулканогенные и туфоосадочные породы эоцена, а отложения неогена и антропогена почти полностью отсутствуют.

Первая крупная фаза тактогенеза и инверсия в геотектоническом режиме блока имела место на рубеже средней и поздней юры (в бате), в результате чего возникли ядра современных антиклинорных сооружений (Алавердского, Шамшадинского, Кафанского). Поднятие последних сопровождалось заложением между ними новых, наложенных, интрагеосинклинальных прогибов—Иджеванского, Горисского.

Примечательно, что указанные антиклинорные поднятия сформировались на месте наиболее прогнутых частей геосинклинальной зоны, а прогибы, наоборот, возникли на геоантиклинальных участках. Это свидетельствует о том, что в геотектоническом режиме зоны происходила инверсия в полном смысле слова. Эта инверсия сопровождалась регионально выраженной регрессией в бате, внедрением интрузии плагиогранитов (Шамшадинская группа интрузий) и накоплением местами угленосных фаций (Иджеван, а также Тквибули и Ткварчели в Грузии).

Следующие (главные) фазы складчатости и формирования структур происходили в конце юры и в неокоме (киммерийская и австрийская фазы), а заключительные—в конце позднего мела (ларамийская) и эоцена (пиренейская).

С главной эпохой тектогенеза связано внедрение интрузии граю-

диоритовой формации северной Армении (Кохбская группа), Кафанского антиклинория (Цавская группа) и района Спитакского перевала.

Первой (батской) инверсии предшествовало в конце байоса внедрение субинтрузии и субвулканов кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров, с которыми парагенетически связаны медно-серноколчеданное и барит-полиметаллическое оруденения (Алавердская и Кафанская группы), а со второй, главной (неокомской) — контактово-метасоматические месторождения железных руд (Кохб, Дашкесан в Азерб. ССР) и гидротермальные полиметаллические руды (Ахтала, Шаумян).

С позднемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями пространственно и парагенетически ассоциируют кремнисто-марганцевые оруденения эксгальационно-осадочного происхождения (Севкар, Саригюх) и месторождения бентонитовых глин.

С заключительной фазой складкообразования, происходившей в рассматриваемой зоне в конце эоцена, связано внедрение интрузии гранодиоритов (Банушская и Урутская интрузии), а с туфоосадочными образованиями среднего эоцена — локализация полиметаллических (преимущественно свинцово-цинковых руд) эксгальационного типа (район с. Привольное). Существует также точка зрения об их гидротермальном (Б. М. Меликсетян и др.) и даже контактово-метасоматическом (В. О. Пароникян) генезисе.

Описываемый тектонический комплекс делится на Сомхето-Карабахскую зону и Кафанский сегмент.

Последний в течение всего киммерийского подэтапа ($J-K_1$) составлял неотъемлемую часть рассматриваемого блока и только в раннем мелу (в апте-альбе) в результате заложения Севано-Акеринского глубинного разлома был отделен и кулисообразно смещен на запад на 10—15 км (левосторонний сдвиг) по разлому, ныне скрытому под вулканогенными образованиями плиоцена Карабахского вулканического нагорья.

В составе Сомхето-Карабахской зоны в пределах Армении выделяются три подзоны: Алаверди-Шамшадинская (Центральная), Ноемберянская (или Прикуринская) и Лорийская, которые отличаются своими структурно-формационными особенностями, металлогенией и отражают отдельные стадии геотектонического развития зоны.

Алаверди-Шамшадинская подзона занимает центральную, сводовую часть Сомхето-Карабахской зоны и сложена осадочно-вулканогенными образованиями раннеальпийского структурного этажа, охватывающего юру и ранний мел (неоком). Последний делится на два подэтажа: ранний (ранняя—средняя юра) и поздний (поздняя юра—ранний мел), разделенные угловым и азимутальным несогласием.

Породы первого подэтажа смяты в брахнаксональные и сундукообразные складки общекавказского простирания и составляют сводовые части Алавердского, Шамшадинского и Кафанского брахиантиклинорий. К ним же приурочены субвулканы и субинтрузии кислых пород

спилит-кератофировой формации и колчеданно-полиметаллическая формация руд.

Выше несогласно лежат образования поздней юры-неокома, которые слагают крылья указанных антиклинорий и расположенные между ними грабен-синклинории (Иджеванский, Горисский). Пликативные структуры этого подэтажа имеют близширотное и северо-восточное простирание и находятся в дискордантном соотношении со структурами подстилающих отложений.

С этим структурным подэтажом, как уже указывалось выше, связано внедрение гранитоидов с натриевой щелочностью и формация скарново-магнетитовых руд (Кохб, Шикахох, Дашкесан).

Вторая, Ноябрьская подзона сложена преимущественно туфоосадочными, терригенными и карбонатными отложениями позднего мела и отчасти эоцена (среднеальпийский структурный этаж), которые с угловым и азимутальным несогласием залегают на породах раннеальпийского структурного этажа. Они смяты в многочисленные сравнительно небольшие, пологие, местами брахиаксальные антиклинальные и синклинальные складки близширотного и северо-восточного простирания с общим моноклиналим падением свит на север—северо-восток, в сторону Куринской впадины—Прикуринская (или Предмалокавказская по Э. Ш. Шихалибейли) моноклинали. К ней приурочена кремнисто-марганцевая формация руд эксгальационно-осадочного происхождения.

Третья, Лорийская подзона охватывает северо-западную часть рассматриваемой зоны и отличается широким распространением эоценовых вулканогенных и туфоосадочных образований, которые в отличие от соседней Базумско-Зангезурской зоны дислоцированы слабо и смяты в простые, пологие складки северо-западного простирания, наследуя общий план дислокации юрского основания, на котором они непосредственно лежат. Таким образом, в этой подзоне из разреза выпадают отложения раннего и позднего мела, и, в частности, комплекс офиолитовой ассоциации и цветного меланжа, столь характерные для Базумско-Зангезурской зоны. Описываемая подзона, как и Ноябрьская, выражена в виде моноклинали и по существу представляет юго-западное крыло Алавердского антиклинория. По геофизическим данным, от указанного антиклинория по направлению к юго-западу отмечается моноклиналиное же, но ступенчатое погружение докембрийского фундамента.

В туфогенных породах эоцена подзоны содержатся полиметаллические руды эксгальационно-осадочного или гидротермально-метасоматического генезиса (Привольное, Марцигет).

Базумско-Зангезурская зона. Возникла из геосинклинального прогиба, заложенного в поздней юре—раннем мелу, т. е. в эпоху инверсии Сомхето-Кафанского блока, на гетерохронном (байкальском складчатом и варисском платформенном) основании на стыке двух крупных геотектонических блоков варисского и раннеальпийского (киммерийского) тектонических этапов, в результате растяжения земной коры, раз-

движения указанных блоков. Этим, вероятно, и обусловлены основные структурно-формационные особенности зоны: эвгеосинклинальный режим развития в альпийском этапе, преобладающий линейный тип пликативных структур, мощное развитие магматизма и др. Он сложен комплексом ранне-, позднемеловых, палеогеновых и отчасти неогеновых осадочных и вулканогенных формаций суммарной средней мощностью около 10000 м.

Отличительной особенностью рассматриваемой зоны является широкое распространение формации гипербазитов и ассоциирующего с ними комплекса вулканогенных (толентовые вулканиты), осадочных (радиоляриты и др. кремнистые осадки) и метаморфических пород—офиолитовая ассоциация.

Развитие этой сложной серии пород свидетельствует о растяжении земной коры и формировании узкого и глубокого трога, с раскрытием коры океанического типа (меланократовый фундамент океана Палеотетиса).

Представляется также вероятным предположение, что формация ультрабазитов и их дифференциатов является мантийным веществом, внедрившимся на дне глубоководного бассейна вдоль глубинных разломов.

Дальнейшая история зоны по существу представляет историю формирования коры континентального типа.

Интрузивный магматизм представлен почти всеми рядами магматических формаций полного цикла геосинклинального развития: ультрабазитовой (J-K), габбровой (Pg_2), гранитоидной (Pg_2^3 — Pg_3) и щелочной (Pg_3).

Основными фазами складчатости и инверсии в геотектоническом режиме, с которыми связаны внедрение интрузии и эндогенные рудообразования, в рассматриваемой зоне являются позднемеловая, предпалеогеновая, предпозднеэоценовая, предолигоценовая, предсреднемиоценовая, предплиоценовая.

Ряд мелких фаз и подфаз складчатости происходил также в плиоцене и четвертичном периоде, обуславливая дислокацию молодых озерных отложений в басс. оз. Севан.

Из перечисленных фаз тектогенеза по своему геологическому значению наиболее важными являются позднемеловая (допозднесантонская), предпозднеэоценовая (первая пиренейская по Г. Штилле или Триалетская по П. Д. Гамкрелидзе) и предолигоценовая (главная пиренейская подфаза).

С первой (предверхнесантонской) из указанных фаз складкообразования связаны тектоническое внедрение (протрузии) гипербазитов в более высокие горизонты земной коры, их деформированность и метаморфизм, аллохтонное залегание и формирование цветного меланжа и олистостромового комплекса пород.

Верхний предел возраста этой сложной офиолитовой ассоциации вулканогенно-осадочных образований довольно четко определяется пе-

рекрытием ее трансрессивно залегающей формацией позднесантон-маастрихтского возраста.

Предпозднеэоценовая фаза тектогенеза обусловила расчленение зоны на внутренние поднятия и краевые прогибы, а предолигоценовая вызвала смену геосинклинального режима на орогенный.

Эти процессы диастрофизма, происходившие по всему Средиземноморскому геосинклинальному поясу, являются результатом сжатия Земли и сближения Африкано-Аравийского и Евразийского континентальных блоков.

Примечательно, что пиренейская фаза диастрофизма, имевшая место на рубеже позднего эоцена и олигоцена и знаменовавшая начало формирования всех главнейших горных хребтов Альпийско-Гималайского пояса, а также другие фазы горообразования, происходившие в неогене-антропогене в указанном поясе, сопровождались рифтогенезом в соседних континентальных блоках—Африкано-Красноморская и Рейнско-Скандинавская рифтовые зоны.

Этот факт свидетельствует о том, что указанные важнейшие процессы диастрофизма—скупивание гранитно-метаморфического слоя в одном районе коры (складкообразование, «субдукция»), растяжение и раздвижение в другом (рифтогенез, «спрединг») — тектонопарны и генетически тесно связаны друг с другом. Они являются поверхностными отражениями единого глубинного тектономагматического процесса, происходившего в тектоносфере.

Наглядным примером указанного положения могут служить складчатые зоны Тавриды и Загроса, покровные структуры которых обусловлены интенсивным горизонтальным сжатием, вызванным раздвиганием Африканской и Аравийской древних платформ, формированием Красноморского и Аденского рифтов и движением к северу Аравийской глыбы.

С формацией гипербазитов юрско-мелового (вероятно, раннеконьякского) возраста связано оруденение хромита в бассейне озера Севан, а с субинтрузиями (субвулканами) кварцевых порфиров и других кислых пород, внедрившимися в среднюю стадию геосинклинального развития (Pg_2)—колчеданная минерализация (Тандзут, Чибухлы).

Вероятно, к этому возрасту (среднему эоцену) относятся и формация титано-магнетитовых руд Сваранца, и скарновое магнетитовое оруденение Раздана.

С монцонит-гранодиорит-сиенитовой формацией позднеэоцен-раннеолигоценового возраста (позднегеосинклинальная—раннеорогенная стадия) парагенетически и пространственно ассоциируют медно-молибденовая (Зангезур и Анкаван) и золото-полиметаллическая формации руд.

Позднеорогенная или заключительная стадия (олигоцен-плиоцен) характеризуется новой активизацией тектонических движений, выраженной в оживлении древних разломов и возникновении новых, в блоковом поднятии и опускании складчатых геосинклинальных сооружений.

Эти дифференциальные блоковые движения сопровождались внедрением малых интрузий и экструзий гранит-порфиров, дацитов и андезит-дацитов, с которыми связана низкотемпературная минерализация золота, реальгар-аурипигмента и ртути.

С интрузиями и дайками гранит-порфиров (липарит-дацитовых порфиров), внедрившимися в ранней подстадии (олигоцен-миоцен) орогенной стадии, по-видимому, связана минерализация золота (Анкаван и др.), а с дацитами и андезито-дацитами позднеорогенной стадии (ранний—средний плиоцен)—минерализация реальгар-аурипигмента и ртути.

Описываемая зона делится на две структурно-формационные подзоны: Севано-Амасийскую офиолитовую и Анкавано-Зангезурскую шовную, отличающиеся своим геологическим строением, историей развития и металлогеническими особенностями.

Первая из них характеризуется широким развитием формаций ультрабазитов с хромитовым оруденением. В ее составе участвует почти весь комплекс пород офиолитовой ассоциации и цветного меланжа: дуниты, пироксениты, перидотиты, нориты, лерцолиты, гарцбургиты, серпентиниты, различные габбро, диориты, диабазы, базальты (подушечные лавы), их пирокласты, различные метаморфические сланцы, стресс-амфиболиты, глыбы мраморизованных известняков, красных радиоляритов, яшм и др. Имеются предположения о том, что лерцолиты и гарцбургиты мантийного происхождения, а остальные разновидности ультраосновных пород и габбро являются результатом кристаллизационной дифференциации магмы в коровых условиях. Породы этого сложного комплекса вместе с вмещающими их меловыми отложениями подвергнуты тектонической переработке, рассланцованы, раздроблены и превращены в милониты и тектонические брекчии.

За последние годы геологами различных стран установлено общее сходство разрезов офиолитовых комплексов складчатых геосинклинальных зон континентов и современных океанических впадин. Это свидетельствует о том, что офиолитовая ассоциация пород складчатых областей образовалась в узких линейно вытянутых геосинклинальных трогах, возникших в результате растяжения земной коры и раздвигания континентальных блоков (зона «спрединга»).

В дальнейшем, в эпохах диастрофизма, обусловленного сжатием Земли и сближением континентальных блоков, офиолитовые комплексы пород, заполняющие указанные троговые впадины, были деформированы, метаморфизованы и выжаты (выплеснуты) на дневную поверхность, образуя чешуйчатые надвиги, а местами по краям впадины и небольшие покровы.

Таким образом, зоны развития офиолитов в складчатых геосинклинальных областях можно рассматривать как зоны глубинных разломов в широком смысле.

Вместе с тем, необходимо отметить, что многие вопросы структуры и генезиса офиолитового комплекса пород остаются еще дискуссионными и требуют дополнительного объяснения.

В частности, это касается Приараксинской или Вединской офиолитовой зоны, которая в варисском тектоническом этапе характеризовалась платформенным (квазиплатформенным) режимом, а в альпийском—парагеосинклинальным или многогеосинклинальным.

С позиций мобилизма и концепции аллохтонного залегания офиолитового комплекса факт наличия офиолитовой ассоциации пород в зонах с платформенным или многогеосинклинальным режимом геологического развития легко объяснимый, однако против этих концепций имеются не менее важные структурные и историко-геологические данные.

Описываемая подзона отличается интенсивной, местами сложной, изоклинальной и веерообразной складчатостью меловых и палеогеновых отложений и широким развитием разрывных нарушений—взбросов и надвигов—подзона Севано-Амасийского глубинного разлома. Состоит она из Севанского, Базумского и Амасийского блоко-антиклинорий и разделяющих их Дилижанского и Гукасянского грабен-синклинорий второго порядка.

Вторая, Анкавано-Зангезурская—типичная шовная (разломная) подзона со всеми свойственными ей структурными и магматическими особенностями. Это—подзона (шириной в 15—20 км) динамометаморфизма слагающих ее меловых и палеогеновых отложений, смятия, дробления и катаклаза, сланцеватости и милонитизации, плейчатости в метаморфизованных породах, широкого развития будинажа и кливажа. Она контролирует пространственное размещение крупнейших в Закавказье интрузивных массивов гранитоидов и щелочных сиенитов (Мегринский плутон), а также формации медно-молибденовых, железорудных и полиметаллических руд.

На северо-западном углу описываемой подзоны расположено Цахкуняцкое (Арзаканское) горст-антиклинальное поднятие, которое Анкаванским глубинным разломом сочленяется с Памбакской синклиналью. Это—типичный краевой массив с ядром древнего, рифейского основания. В течение всего фанерозоя он характеризовался необращенным антиклинорным режимом, чем и обусловлены сокращенные мощности мезо-кайнозойского чехла и частые перерывы в осадконакоплении. С лейкократовыми гранитами и кварцевыми диоритами альпийского возраста здесь ассоциируют проявления медно-гематитовых и полиметаллических руд.

Приараксинская зона. Как геосинклинальный прогиб был заложен в позднем мелу на варисском платформенном основании (наложенная геосинклиналь) и испытывал инверсию и складчатость перед эоценом, поздним эоценом, олигоценом, в позднем олигоцене—раннем миоцене, в конце миоцена (перед мэотисом) и в конце плиоцена.

В варисском этапе (девон-триас) он характеризовался платформенным (субплатформенным) режимом с накоплением исключительно осадочных морских карбонатных формаций пород (палеозойский чехол байкальского складчатого основания). В раннеальпийском подэтапе (юра—ранний мел) он представлял область поднятия и размыва, а в

среднеальпийском (поздний мел—палеоген)—миogeосинклинальный (или парагеосинклинальный) прогиб. С указанными историко-геологическими факторами этого блока и обусловлены его структурные и формационные особенности: преобладание осадочных формаций пород, брахиаксиальная и куполовидная складчатость, слабое развитие (или почти полное отсутствие) интрузивного магматизма и эндогенной минерализации.

Свинцово-цинковое стратиформное оруденение в палеозойских отложениях Нах. АССР (Гюмушлуг), по всей вероятности, альпийского возраста и связано с мощными процессами рудообразования, происходившими в палеогене и неогене в соседнем Айоцдзоре и Зангезуре.

Вместе с тем, следует отметить развитие в этой зоне почти всех разновидностей комплекса пород офиолитовой ассоциации.

Они обнажаются в бассейне р. Веди и вскрыты буровыми скважинами в Среднеараксинской впадине (скважины Маркара-5, Чатма-1) и в Айоцдзоре.

Эта южная офиолитовая зона Антикавказа в западном направлении прослеживается на территории Турции и соединяется с Североанатолийским офиолитовым поясом—южная или Эрзинджан-Вединская ветвь последнего.

Этот факт как будто противоречит нашим представлениям о миogeосинклинальном режиме, установившемся на территории рассматриваемого блока в альпийском тектоническом этапе.

Некоторые исследователи считают, что Вединский офиолитовый комплекс имеет аллохтонное залегание и перемещен с северо-восточных районов Антикавказа в виде тектонического покрова [9].

По нашему мнению, офиолитовый комплекс пород в бассейне р. Веди пространственно и во времени тесно связан с раннеконьякской вулканогенной свитой и накопился, как и в Севано-Амасийской зоне, в условиях узкого и глубоководного бассейна рифтового типа.

Об этом свидетельствуют также данные о петрохимической характеристике вулканитов офиолитовой серии Вединской зоны [19].

В позднеорогенной стадии (мио-плиоцен) эта зона испытывала резко дифференциального характера глыбовые движения, которые способствовали внедрению вдоль разломов субинтрузии и субвулканов кислых пород, а также излиянию андезит-дацитового, трахиандезит-трахилипаритового, липарито-дацитового, андезит-базальтового и базальтового ряда формации лавовых и пирокластических пород.

Указанный комплекс вулканических образований отличается повышенной общей щелочностью пород и свидетельствует о дальнейшем становлении коры континентального типа.

С этой новейшей тектономагматической активизацией зоны и связана эпитермальная ртутная, реальгар-аурипигментная и редкометалльная минерализация. Приараксинская тектоническая зона делится на две подзоны: Ереванско-Ордубадскую и Среднеараксинскую. Первая из них состоит из Ереванско-Ордубадского мегасин-

клинория и Урц-Айоцзорского антиклинория. Ереванско-Ордубадский мегасинклиний сложен различными осадочными и туфоосадочными формациями позднего мела и палеогена и состоит из Ереванско-Вединского, Арпинского (Ехегнадзорского) и Ордубадского синклиниев, разделенных сравнительно небольшими антиклинальными перемычками (Советашенская, Мартиросская).

Урц-Айоцзорский антиклинорий сложен варисским платформенным комплексом пород, подвергнувшимся альпийской складчатости и метаморфизму, а также несогласно их перекрывающими отложениями мела и эоцена.

Среднеарксинская зона—типичная наложенная орогенная межгорная впадина, возникшая в начале олигоцена и сформировавшаяся в ее современных контурах в позднем олигоцене-раннем миоцене (в раннеорогенную стадию)—в эпоху наиболее интенсивного воздымания центральной части Антикавказа. Она выполнена мощным комплексом олигоценовых (ранние молассы), неогеновых и антропогеновых морских, лагунных, континентальных и вулканогенных образований (поздние молассы). Эти отложения несогласно перекрывают различные горизонты пород альпийского геосинклинального комплекса и смяты в пологие куполовидные и брахиформные, приразломные и надразломные складки. Широко развиты соляные купола и куполовидные поднятия, отчетливо выраженные в рельефе.

Геофизические исследования и данные буровых скважин свидетельствуют о том, что впадина эта имеет сложное внутреннее строение и состоит из ряда погребенных горстовых поднятий складчатого основания и грабенов. В ряде мест складчатый фундамент выступает на дневную поверхность.

Некоторые общие и практические выводы

1. Приведенный выше краткий обзор геологической истории и эндогенной металлогении Армении показывает, что здесь, как и в других геосинклинальных складчатых областях, важнейшие геологические процессы (складчатость и метаморфизм, гранитообразование и рудогенез), обуславливающие становление континентальной коры, в истории земли, по крайней мере в течение неогейского мегахрона, происходили стадийно, неравномерно, циклично, но необратимо, направленно.

Наглядным примером этого положения могут служить формации гранитоидов, а также субинтрузии и субвулканы кварцевых плагиопорфиров и альбитофинов и ассоциирующих с ними колчеданных руд. Хотя они образовались в различные стадии альпийского тектоно-магматического этапа (юра, мел, эоцен) и обнаруживают между собой сходство, тем не менее по своей щелочности и другим петрогеохимическим особенностям довольно четко отличаются друг от друга.

2. Сопоставление карт распространения полезных ископаемых и тектонических структур показывает приуроченность подавляющего

большинства месторождений полезных ископаемых эндогенного происхождения к зонам глубинных разломов общекавказского и антикавказского простирания. Эти разломы обуславливают зональность распространения геологических формаций, эндогенной минерализации и резкую изменчивость их вкрест простирания.

Тектонотипами настоящих глубинных разломов (вернее зон разломов), представляющих по существу и рудные зоны, в Армении являются Анкаван-Зангезурская и Севано-Амасийская.

Так, медно-молибденовые и железорудные месторождения Зангезурского рудного района расположены в зоне Зангезурского глубинного разлома, которая в течение всего альпийского тектонического этапа с некоторыми перерывами испытывала интенсивные дифференциальные глыбовые движения, обусловившие развитие магматизма и эндогенной минерализации. По нашему мнению, северо-западным продолжением Зангезурской зоны разломов является Анкаванская зона разломов. Она протягивается вдоль реки Мармарик, разделяет Арзаканский краевой массив от Памбакской синклинали и контролирует интрузии гранитоидов, щелочных сиенитов, рудные месторождения этого района и термоминеральные источники.

Б. М. Меликсетян доказывает двухэтажность (верхнеэоцен-раннеолигоценовый и позднеолигоцен-раннемиоценовый) развития магматизма и эндогенного рудообразования в Памбак-Зангезурской шовной зоне и тесную генетическую связь медно-молибденового оруденения с интрузией порфиroidных гранитоидов [16]. Однако, пространственная приуроченность интрузивных массивов и месторождений руд к зоне Анкавано-Зангезурского глубинного разлома неоспорима.

С Севано-Амасийской зоной глубинных разломов (одноименный гипербазитовый пояс) генетически и парагенетически связаны месторождения и проявления хромита и платины, а также золоторудные и полиметаллические оруденения (Шоржа, Амасия и др.).

Средне-низкотемпературное сурьмяно-ртутное оруденение на территории Армянской ССР пространственно приурочено к трем крупным региональным швам—Прикуринскому, Севано-Амасийскому и Приараксинскому.

Можно привести и много других примеров, свидетельствующих о концентрации рудных тел вдоль разломов глубокого заложения не только по территории Кавказа, но и других складчатых геосинклинальных областей.

Таким образом, вряд ли можно сомневаться в том, что линейное расположение рудных поясов, зон и подзон обусловлено длительно развивающимися глубинными разломами (межблоковыми и внутриблоковыми). Они не только являются участками концентрации рудных растворов и флюидов, но контролируют и другие рудообразующие геологические факторы (литологический, магматический, структурный, геохимический и др.).

Отсюда следует какое большое практическое значение имеет де-

тальное геолого-геофизическое изучение зон разломов, их прослеживание, оконтуривание и составление специальных карт разломов с указанием основных признаков разломной тектоники (время заложения и длительность действия разломов, кинематические и генетические их типы, глубина залегания и др.).

Особого внимания заслуживает территория, расположенная между обнаженными частями Запгезурского и Анкаванского разломов от района гор. Раздана до басс. р. Воротан, покрытая новейшими вулканическими образованиями.

3. Наряду с преобладающей продольной зональностью, в региональной структуре Армении и Кавказа в целом значительную роль играет также поперечная зональность, выраженная в виде поднятий и прогибов, складчатых структур и разломов. Они часто контролируют фации и мощности отложений, магматизм и локализацию рудных тел.

Особо важную роль в размещении рудных тел играют узлы пересечения разломов общекавказского и антикавказского направлений.

Если продольная структурно-формационная зональность обуславливает и предопределяет конфигурацию металлогенических зон и подзон, то главным фактором, контролирующим размещение рудных районов и узлов (Зод, Базумский горст, Алаверди, Раздан, Азатек и др.), по-видимому, являются поперечные разломы и, в частности, участки их пересечения с продольными.

4. Наглядным примером генетической или парагенетической связи эндогенной минерализации с определенными типами магматических формаций является закономерная пространственная приуроченность колчеданных руд к субвулканитам и субинтрузиям кварцевых плагнопорфиров, альбитофиров, плагнолипаритовых порфиров, дацитов и др. кислых пород.

Формации магматических пород отдельных геологических периодов и эпох отличаются друг от друга своими петрохимическими особенностями и отражают стадии тектонической и петролого-геохимической эволюции становления земной коры.

Хотя медно-серноколчеданная минерализация на Антикавказе приурочена к разным стратиграфическим горизонтам—юрe (Алаверди, Кедабек, Кафан), мелу (Маднеули в Грузии), эоцену (Тандзут, Чибухлы), во всех случаях она ассоциирует с вышеуказанными вулканитами кислого и среднего состава, характеризующимися постоянством фациального облика пород и петрохимического состава (натриевая серия). Их извержения имели место обычно в прединверсионных стадиях развития геосинклинальных прогибов, предшествовавших внедрению интрузии (в позднем байосе, во второй половине среднего эоцена). Отсюда напрашивается вывод о том, что возраст медно-серноколчеданной минерализации следует определить возрастом кислых вулканитов, с которыми они парагенетически и пространственно ассоциируют. Концентрация же руд в отдельных местах в виде месторождений или проявлений контролируется структурными факторами—антиклинальные поднятия (Ала-

вердское, Кафанское) и зоны разломов и дробления (Тандзут, Чибухлы).

Примечательно, что колчеданные месторождения различного возраста обнаруживают между собой значительное сходство в отношении их геологической позиции.

Как в Алаверди-Кафанской металлогенической зоне, так и в Базумском рудном районе (Тандзутское и Чибухлинское месторождения) рудовмещающие вулканиты приурочены к разрывным нарушениям, осложняющим присводовые части и крылья тектоно-вулканических сооружений [28].

Во всех случаях время формирования рудоконтролирующих структур колчеданных месторождений совпадает с первой инверсией в геотектоническом режиме разновозрастных зон. В Алаверди-Кафанской зоне она соответствует предкелловейской (батской) фазе тектогенеза, а в Базумо-Зангезурской—предверхнеэоценовой. (первой пиренейской) фазе.

Р. Л. Мелконян на основании геолого-петрологических и геохимических данных старается доказать отсутствие генетической или парагенетической связи медноколчеданного оруденения Алавердского рудного района как с кислыми субвулканическими образованиями (кварцевые плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры), так и с интрузивными массивами [16].

По его мнению, указанные формации руд по времени и парагенетически близки к малым интрузиям и дайкам диабазовых и диоритовых порфиритов, которые секут вулканиты средней и поздней юры, а также Кохбский и Ахпатский интрузивные массивы раннемелового возраста.

Нам, неспециалистам по рудным месторождениям, конечно, трудно вступить в спор с указанным исследователем по этому вопросу. Однако, регионально-геологические данные противоречат точке зрения Р. Л. Мелконяна. Неужели является случайным пространственное сонахождение колчеданных руд и однотипных субвулканитов кварцевых плагиопорфиров, альбитофиров и других кислых и среднего состава пород независимо от их возраста (юра—Алаверди, Кедабек, Кафан, поздний мел—Маднеули, средний эоцен—Тандзут, Чибухлы).

Такая же закономерная связь колчеданной минерализации с кислыми вулканитами давно установлена не только на Кавказе, но и в других геосинклинальных-складчатых областях, например, на Урале, Алтае (ранний—средний палеозой) и др.

Можно согласиться с мнением тех исследователей, которые рассматривают эту связь в смысле «общности родоначального очага», т. е. что из единого магматического очага последовательно образовались вулканиты, субвулканические интрузии, а затем колчеданно-полиметаллические руды. К этому следует добавить, что с ними по возрасту очень близки интрузивные формации (поздний байос—ранний бат, поздняя юра—ранний мел, поздний эоцен), которые, по-видимому, являются конечным членом этого, последовательно и стадийно развивающегося магматического процесса.

Размещение всех разновидностей этого сложного магматического комплекса в пределах отдельных тектономагматических зон контролируется зонами поперечных поднятий и разломов.

5. Анализ данных колчеданной металлогении Антикавказа показывает, что хотя рудообразование в альпийском геосинклинальном этапе не повторялось в связи с циклически повторяющимися тектономагматическими процессами, он подтверждает научное положение, развиваемое в последние годы В. И. Смирновым [23], М. Б. Бородаевской [4] и другими металлогенистами. Согласно этой концепции, разновременное развитие колчеданных формаций характерно не для всей геосинклинальной системы или зоны, а для отдельных подзон.

На Антикавказе колчеданный рудогенез происходил стадийно (юра—поздний мел, эоцен), в соответствии с тектоно-магматическим развитием отдельных зон и подзон при общей тенденции широкого развития все более дифференцированных вулканитов и увеличении роли полиметаллов (свинец, золото, серебро и др.) в составе рудной формации от ранних стадий к молодым.

Ереванский государственный
университет

Поступила 21.VI.1978.

Ա. Ա. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԵՏԱՂԱԾՆԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԱՑՄԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՀԻՄՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ-ի տարածքում հեղինակն առանձնացնում է երեք տեկտոնիկ-մետաղածնային զոնաներ՝ Ալավերդի—Ղափանի, Բազում—Ջանգեզուրի և Մերձարարսի, որոնք միմյանցից տարբերվում են իրենց երկրաբանական կառուցվածքով, պատմությամբ ու մետաղածնային առանձնահատկություններով:

Հոդվածում համառոտ կերպով բնութագրվում են նաև ներծին հանքայնացումը վերահսկող գլխավոր երկրաբանական գործոնները, ինչպես նաև հանքայնացման հիմնական փուլերը Հայաստանում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», 1958.
2. Баласанян С. И. Магматические формации Армянской ССР. Изд. Ер. гос. университета, 1975.
3. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
4. Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Ракчеев А. Д. О длительности и многоактивности формирования колчеданных руд. «Советская геология», № 3, 1973.
5. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
6. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.

7. Габриелян А. А., Хоренян Р. А. О возрасте и стратиграфическом положении толентовых вулканитов Базумско-Зангезурской зоны Армении. ДАН Арм. ССР, т. LXV, № 3, 1977.
8. Карапетян А. И. Генетические группы рудных формаций Памбак-Зангезурского пояса. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
9. Книппер А. Л., Соколов С. Д. Офиолиты Веди (Армения). «Геотектоника», № 4, 1976.
10. Коллектив авторов под редакцией М. А. Фаворской и Н. Н. Томсона. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. «Недра», М., 1969.
11. Ломизе М. Г., Суханов М. К. Юрская порфириновая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. Вестник МГУ, № 2, 1976.
12. Магикьян Н. Г. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, Изд. АН СССР, М., 1960.
13. Магикьян Н. Г. Металлогения. «Недра», М., 1974.
14. Магикьян Н. Г. Этапы развития и металлогеническое районирование территории Армянской ССР. В кн. «Геология Армянской ССР», т. VI, Металлические полезные ископаемые, Изд. АН Арм. ССР, 1967.
15. Меликсетян Б. М., Архипов Г. К., Капралов Г. П., Мещерякова В. Б. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVIII, № 6, 1975 (сообщение № 1) и т. XXIX, № 1, 1976 (сообщение 2).
16. Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1976.
17. Оганисян Ш. С. Строение Земной коры территории Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXX, № 4—5, 1977.
18. Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Методические основы составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, Изд. АН СССР, 1959.
19. Паланджян С. А., Сатян М. А., Степанян Ж. О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовой серии Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1977.
20. Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1975.
21. Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, Изд. АН СССР, Е., 1959.
22. Семенов А. И., Лабазин Г. С. Основные проблемы исследований в области региональной металлогении. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, Изд. АН СССР, 1959.
23. Смирнов В. И. Металлогенические циклы. «Разведка и охрана недр», № 5, 1973.
24. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира. «Недра», М., 1972.
25. Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Сравнительная характеристика геосинклинальной и постгеосинклинальной металлогении Кавказа. «Советская Геология», № 11, 1973.
26. Хаин В. Е. О геотектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. «Геология рудных месторождений», № 4, 1962.
27. Хачатурян Э. А. и др. Меднорудные месторождения Армянской ССР и перспективы расширения их ресурсов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXX, № 4—5, 1977.
28. Хачатурян Э. А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1977.
29. Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. уч. зав., «Геология и разведка», № 11, 1960.

УДК 551.24(479.2)

П. Г. АЛОЯН

СТРУКТУРА СОМХЕТСКОГО СЕГМЕНТА
МАЛОГО КАВКАЗА

Сомхетский сегмент располагается между Куринской впадиной на востоке и Ахалкалакским вулканическим нагорьем на западе, охватывая собственно Сомхетские горы. В структурном отношении Сомхетский сегмент представляет собой шовную зону на границе между двумя интрагеоантиклиналями. В первой половине альпийского геотектонического цикла эти интрагеоантиклинали развивались в общем сходно как области поднятия. В кайнозое их судьбы оказались различными: Куринская интрагеоантиклиналь с олигоцена испытала значительное прогибание и превратилась в межгорный прогиб, тогда как Ахалкалакская интрагеоантиклиналь устойчиво сохранилась в качестве области относительного поднятия вплоть до конца альпийского цикла [8]. В отличие от «устойчивых» бортов, шовная зона (Сомхетский сегмент) в течение альпийского тектонического цикла испытала интенсивное прогибание и складчатость.

Вопросы тектоники Сомхетского сегмента изучены сравнительно слабо. Имеющиеся представления, за редким исключением, основываются на региональных геологических построениях и носят схематический характер. В настоящей статье автор на основании многолетних детальных исследований излагает новые данные по тектонике области замыкания Сомхетской интрагеосинклинали и предлагает новую структурную схему этого региона.

Краткая история колебательных движений и осадконакопления

Видимый разрез отложений Сомхетского сегмента начинается метаморфическими сланцами и эффузивами докембрия—нижнего палеозоя, развитыми в районе Локского массива, а также к юго-востоку от рассматриваемой области—в верховьях р.р. Ахум и Асрик. Во всех выходах отложения среднего палеозоя-триаса отсутствуют, а метаморфические породы несогласно перекрываются однотипными, исключительно терригенными образованиями нижней юры—нижнего аалена, мощностью 350—500 м [1]. Для нижнеюрского времени нет никаких признаков существования интрагеосинклинали. В эпоху образования среднеюрских вулканогенно-осадочных образований впервые проявилась индивидуальность развития Сомхетского сегмента. Он распался на две зоны: Сомхетскую интрагеосинклираль—на северо-востоке и Леджанскую интрагеоантиклиналь—на юго-западе. Граница этих зон проходила по центральной части современных Сомхетских гор. Начало вулка-

низма в Сомхетской интрагеосинклинали совпало с началом интенсивного прогибания в раннем байосе и достигла максимума в верхнем байосе. Общая мощность отложений средней юры 3700 м. Прогибание интрагеосинклинали было неравномерным и резко дифференцированным. На крайнем северо-западе с начала юры устойчиво воздымалось Локское поднятие, а в верхнем байосе на юго-востоке формируется Дебедское поднятие. Последнее, в отличие от первого, появилось на месте, испытывавшем интенсивное прогибание с излиянием диабазовых порфиров и их пирокластолитов мощностью 1800 м. Дебедское поднятие по мере разрастания гоняло волну прогибания. Такая миграция со стороны Локского поднятия не устанавливается: в течение средней юры прогиб, окаймляющий Локское поднятие, устойчиво сохраняет свое положение. Этот прогиб был сложен из отдельных овальных ванн с разной интенсивностью прогибания. К северо-западу от поднятия мощности осадков не превышали первые сотни метров (возможно и вовсе отсутствовали), тогда как на юго-востоке, в отдельных ваннах (бассейн р. Гур), мощности достигали 1700 м [2]. Зажатый между Локским и Дебедским разновозрастными и разнородными поднятиями бассейн прогибания среднеюрского времени распался на небольшие изолированные овалы, в которых поочередно происходило обращение колебательных движений. Частная инверсия произошла в конце бата. Верхнеюрская история развития интрагеосинклинали характеризуется резким снижением интенсивности прогибания и вулканической деятельности, а также частыми перерывами в осадконакоплении [1, 5]. Резкие изменения претерпели и фации отложений: отлагаются преимущественно терригенно-карбонатные и обломочные породы, слабо проявляется вулканизм. Мощность отложений верхней юры 700 м. На границе неокома и апта Сомхетская интрагеосинклиналь претерпела общую инверсию геотектонического режима и превратилась в центральное поднятие [2, 8, 9]. Последнее соответствовало форме интрагеосинклинали и замыкалось в районе Локского гранитного массива. Геотектонические условия в альб-эоцене характеризовались совершенно отличным от юры планом распределения колебательных движений: Куринская и Леджанская интрагеоантиклинали начинают погружаться с одновременным развитием вулканизма. В Куринской зоне представлен полный разрез верхнемеловых отложений, являющийся резко трансгрессивным [14]. В Леджанской зоне верхнемеловые отложения не обнажаются; здесь развиты палеогеновые отложения. В раннесреднеэоценовое время Леджанская зона представляла собой неглубокий бассейн, где накапливались терригенно-карбонатные и вулканогенные осадки мощностью первые сотни метров. В это время в центральной части бассейна возникло Архашанское подводное поднятие. Последнее, разрастаясь, в конце среднего эоцена превращается в поднятие и с дальнейшим ростом накатывается на окаймляющий его прогиб, в котором происходит накопление мощных толщ вулканогенных и терригенно-вулканогенных пород кислого состава мощностью 3000 м [3]. Архашанское поднятие среднего эоцена, как и Локское поднятие

раннеюрского времени, появилось на месте, не испытывавшем интенсивного погружения, с той лишь разницей, что оно интенсивно росло и гоняло волну погружения. В конце эоцена Леджанская зона утратила тенденцию к прогибанию и вовлеклась в общее поднятие. В олигоцене продолжается поднятие области, несмотря на отдельные кратковременные трансгрессии. В плиоцен-четвертичное время происходит дальнейший рост поднятий, сопровождающийся резкой активизацией континентального вулканизма платформенного типа [15]. Таким образом, альпийский геотектонический цикл развития Сомхетского сегмента четко делится на три этапа: первый этап—юра-неоком, второй этап—альб-эоцен и третий этап, характеризующийся преобладанием восходящих движений,—олигоцен-антропоген.

Современная структура

Сомхетский сегмент, по тектонической схеме К. Н. Паффенгольца, входит в состав Сомхето-Карабахской зоны: Малого Кавказа и складывается из двух структурных элементов: Алавердской антиклинали—на северо-востоке и Лорийской синклинали—на юго-западе [14]. В настоящее время большинство исследователей на месте единой антиклинали выделяют Локскую и Алавердскую антиклинали и разделяющую их Лалварскую синклиналь. При этом юго-западная граница Сомхето-Карабахской зоны проводится по северо-восточному борту Лорийской синклинали—по линии несогласного залегания эоцена на юру [6, 9, 11]. В пределах Сомхетского сегмента мы выделяем две разновозрастные зоны: юрскую—Сомхетскую—на северо-востоке (центральное поднятие неокома) и эоценовую—Леджанскую—на юго-западе (краевой прогиб центрального поднятия). Граница этих зон проходит по центральной части современных Сомхетских гор и выражена Сомхетским глубинным разломом¹. Сомхетская доинверсионная интрагеосинклиналь имела гетерогенное строение и распадалась на области геосинклинального и парагеосинклинального режимов развития, разграниченных Банушской зоной глубинных флексур, сбросов и надвигов. К юго-востоку от этой границы располагается собственно Сомхетская зона, а к северо-западу—Локская парагеосинклинальная подзона. Северная граница Сомхетской зоны проходит по зоне Локского широтного разлома [4, 9, 10, 12], а восточная—по Куринской интрагеоантиклинали (с олигоцена межгорный прогиб), выражена глубинными флексурами и серией сбросов. Леджанская зона с юго-запада разграничена Дзорагетским разломом (рис. 1). В составе Локской подзоны выделяются одна крупная антиклиналь широтного простирания и два небольших идиоморфных поднятия (Ахкерпинский и Гурский). Локская антиклиналь в плане имеет неправильную овальную форму. В структурном отношении это—прерывистая

¹ Анализ фактического материала и детальное описание Сомхетского разлома (зоны сочленения) приводится в другой работе автора («Геотектоника», № 1, 1968).

складка сундучного типа, обрамленная ступенями резко выраженных флексур. В ядре антиклинали обнажается «фрагмент» раннепалеозойского метаморфического и магматического комплекса. Последний обтекается молодыми образованиями и срезается границами альпийских структур. В течение альпийского геотектонического цикла этот небольшой обломок испытал режим срединного массива. Моноклиналильные крылья Локской антиклинали осложнены небольшими флексурами и брахискладками. В составе собственно Сомхетской зоны выделяются

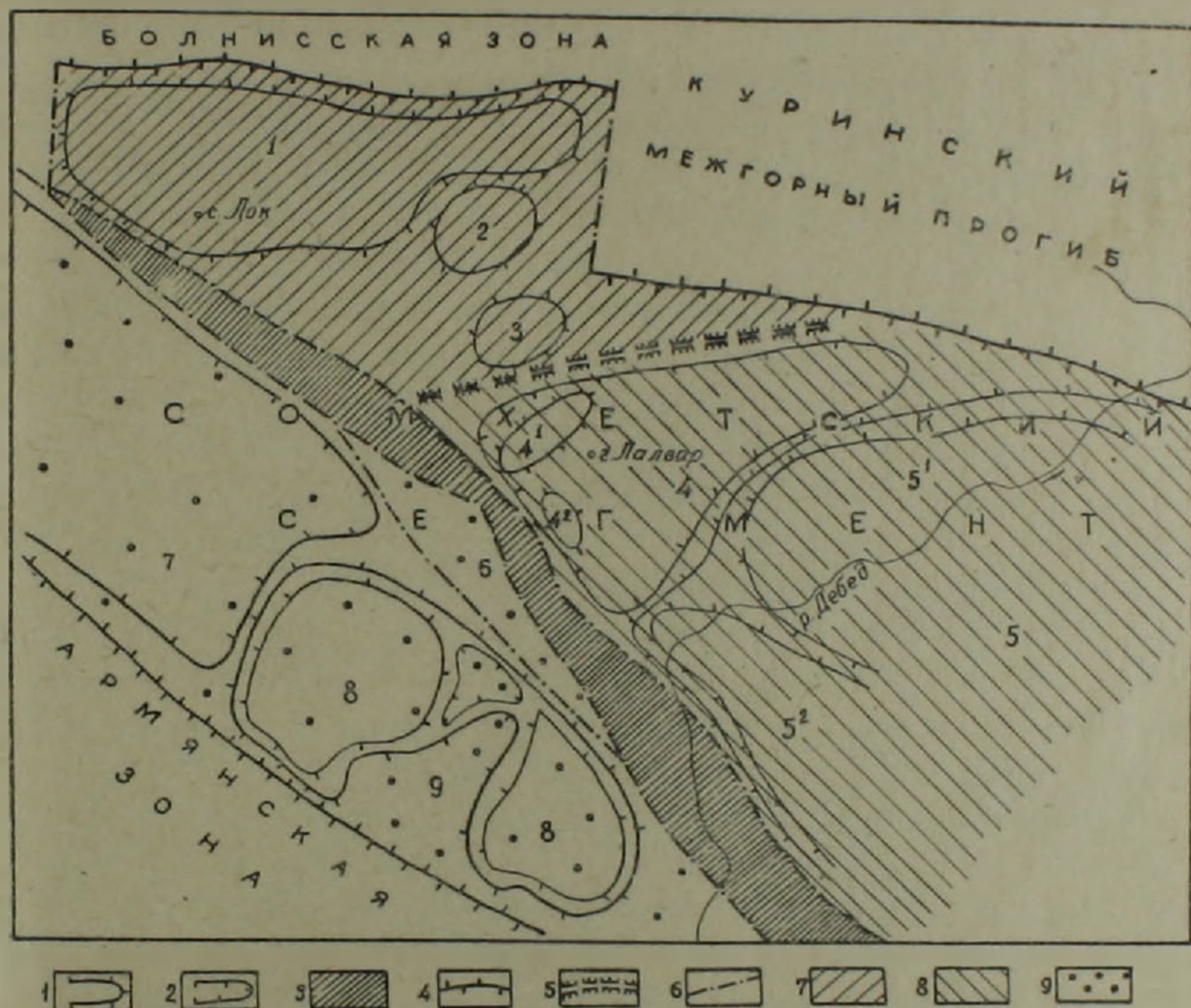


Рис. 1. Структурная схема Сомхетского сегмента. 1—антиклинали разного порядка и морфологии, 2—синклинали, 3—зона Сомхетского разлома (зона сочленения), 4—зоны краевых разломов и глубинных флексур, 5—зона Банушского разлома, 6—разломы разного порядка. Сомхетская зона (центральное поднятие с неокома): 7—Локская (юрская) парагеосинклинальная подзона, 8—собственно Сомхетская (юрская) интрагеосинклиналь, 9—Леджанский (эоценовый) краевой прогиб. Обозначения на схеме: 1—Локская антиклиналь, 2—Гурский купол, 3—Ахкерпинский купол, 4—Лалварский синклинорий; 4¹—Алавардское валоподобное поднятие, 4²—Качачкутская брахиантиклиналь; 5—Алавердский антиклинорий; 5¹—Дебедская антиклиналь, 5²—Болоркондская антиклиналь; 6—Бардутская моноклинали, 7—Привольненская синклиналь, 8—Архашанский антиклинорий, 9—Агарацкая синклиналь.

Лалварский синклинорий, Дебедская и Болоркондская антиклинали. Последние входят в состав Алавердского антиклинория второго порядка. Лалварский синклинорий представляет собой обширную пологую седловину северо-восточного простирания. Ось складки проходит к се-

веро-западу от г. Лалвар. Мульда синклинория сложена отложениями среднего эоцена и вырисовывается довольно четко: крылья сложены отложениями оксфорда, бата и верхнего байоса. Крылья синклинория осложнены идиоморфными поднятиями типа брахиантиклиналей (Кача-чутская) и валоподобных поднятий (Алавердское). Болоркондская антиклиналь располагается на правом берегу р. Дебед и вытянута в северо-западном направлении вдоль Сомхетского разлома. Складка сложена отложениями верхнего байоса и имеет характерный коробчатый облик. Плоский свод складки осложнен синклинальным прогибом. На северо-западной периклинали она приобретает характер сводообразного перегиба и резко погружается под Лалварский синклинорий. Северо-восточнее Болоркондской сундучной складки располагается Дебедская брахиантиклиналь с пологими падениями крыльев. Ядро складки сложено вулканогенно-осадочными образованиями верхнего байоса. На периклиналях она осложнена структурными террасами, пологими поперечными антиклинальными перегибами типа структурных носов и небольшими складками, ориентированными параллельно краям складки и осложнены осевыми разрывами типа сбросов и взбросов. В результате перемещения вдоль разрывов сводовая часть антиклинали опущена. Складка пронизана силами кварцевых и бескварцевых альбитофиров и веерообразным пучком даек. Ядро антиклинали прорывается Ахпатским и Цахкашатским интрузивными массивами, а северо-восточное крыло—Шнох-Кохпским. Следует добавить, что вышеуказанные идиоморфные складки Сомхетской зоны структурно однотипны, прорваны небольшими интрузивными телами кислого состава и образуют тектоническую зону длительного развития (юра-эоцен).

Леджанская зона целиком, или ее значительная часть, на всех существующих схемах выделяется как «обширная Лорийская синклиналь». В одном случае это в составе Сомхето-Карабахской зоны [14], а в другом—Присеванской [6, 9, 11]. Наши исследования показали, что вместо синклинория имеем сложнопостроенную зону. Вдоль северо-восточной бровки Леджанской зоны вытянута Бардутская моноклиналиная полоса. Она сложена вулканогенно-осадочными образованиями верхов среднего эоцена, падающими на юго-запад под углами 15—20°. Моноклиналиная полоса ограничена региональными тектоническими нарушениями, вдоль которых цепью вытянуты многочисленные штоки и дайкообразные тела кислого состава, а также крупные рвущие тела диабазовых и андезитовых порфиритов. В центральной части Леджанской зоны располагается Архашанский антиклинорий второго порядка, сложенный вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена. Антиклинорий имеет сложное внутреннее строение: в его составе выделяются горст-антиклиналь, сундучная антиклиналь и сочленяющая их блюдцеобразная синклиналь. Складка прорвана крупными дайками, небольшими штоками плагиогранитов и кварцевых порфиров, а также рвущими телами дацитовых порфиритов. К северо-западу и юго-западу от Архашанского антиклинория располагаются соответственно При-

вольненская и Агаракская синклинали. Привольненская синклиналь сложена вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего эоцена. Восточная центриклиналь складки в виде клина, ограниченного встречными сбросами, вклинивается между Архашанским антиклинорием и зоной Сомхетского разлома. На этом участке синклиналь сильно осложнена мелкими структурами и диапировыми складками. Агаракская синклиналь имеет асимметричное строение и сложена вулканогенными образованиями олигоцена. Складка простирается на северо-запад с углами падения крыльев $30-35^\circ$.

Вышеизложенный материал показывает, что в Локской подзоне и Леджанской зоне широко развиты идиоморфные складки сундучного типа с плоским сводом и резко выраженными, почти вертикальными крыльями асимметричного строения. Единство морфологических типов складок этих зон является прямым следствием их режима развития: в одном случае, как парагеосинклинальная область периферии интрагеосинклинали, а во втором—как краевой прогиб центрального поднятия. Рассматриваемый сектор собственно Сомхетской зоны представляет собой краевую зону среднеюрской интрагеосинклинали и потому здесь развиты складки промежуточного типа в виде коробчатых и брахискладок. Принципиальная разница последних от складок Локской и Леджанской зон заключается в том, что в первом случае антиклинальная форма была приобретена в результате более поздней смены поднятием предшествовавшего прогибания; во втором случае такого предшествовавшего прогибания либо нет, либо оно заканчивается в самом начале цикла.

Предложенная структурная схема Сомхетского сегмента хорошо интерпретирует геофизические поля. Особенно следует отметить, что зона Сомхетского разлома представляет собой границу между двумя разнохарактерными гравитационными и магнитными полями и четко фиксируется широкой полосой повышенных градиентов силы тяжести [13].

Место и время проявления интрузивного магматизма

В пределах Сомхетского сегмента интрузивные породы имеют широкое распространение. В настоящее время общепринято, что крупные интрузивные массивы Туманянского района прорывают ядро Алавердского антиклинория. Структурный анализ места и времени проявления интрузивов Сомхетского сегмента показывает, что с такой постановкой вопроса сегодня трудно согласиться. Выделенные тектонические блок-зоны, испытавшие различный режим геотектонического развития, резко отличаются друг от друга также проявлением интрузивного магматизма, а следовательно, проницаемостью земной коры. В Локской подзоне, испытавшей парагеосинклинальный режим развития, интрузивы альпийского цикла имеют крайне ограниченное развитие. Они преимущественно

развиты по краям подзоны в виде небольших тел плагиогранит-порфиров, альбитофиров и кварцевых габбро-диоритов верхний мел-палеоценового возраста [3]. В Леджанской зоне среднего эоцена интрузивные породы также слабо развиты. Здесь, как и в Локской подзоне, интрузивы разбросаны по краям зоны и приурочиваются к структурам высокого порядка. Интрузивы этой зоны представлены мелкими телами преимущественно кислого состава. Они прорывают отложения среднего эоцена и датируются как послесреднеэоценовые, что хорошо согласуется с предолигоценовым возрастом складчатости зоны. В Сомхетской зоне интрузивные породы имеют очень широкое распространение и представлены крупными массивами и дайками различного состава: от габбро до плагиогранитов. Здесь же интенсивно проявляются процессы гидротермального изменения мощных вулканогенно-осадочных толщ [7]. Эти данные свидетельствуют о рассеянной проницаемости земной коры Сомхетского блока. В структурном отношении интрузивы этой зоны делятся на две группы: одна группа интрузивов приурочена к бортам северо-западного замыкания Сомхетской зоны, а другая — приурочена к осевой полосе зоны и связана со структурами высокого порядка. Детальный анализ фактического материала показывает, что возраст крупных интрузивных массивов краевой полосы Сомхетского блока определяется возрастом складчатости, а возраст интрузивов второй группы — возрастом (частной) инверсии геотектонического режима [3]. К интрузивам первой группы относятся Банушский и Шнох-Кохпский массивы верхний мел-палеоценового возраста [3]. Пространственно к этой группе интрузивов примыкают также Качачкут-Агвинская и Лалварская группы интрузивов послесреднеэоценового возраста. Формирование последних обусловлено доолигоценовым возрастом складчатости соседней Леджанской зоны, а также магматической и тектонической активизацией разломов, ограничивающих Сомхетский блок (зону). К интрузивам осевой полосы относятся Цахкашатский и Ахпатский интрузивы батского (возможно верхняя юра-неомского) возраста. Некоторые исследователи к среднеюрскому комплексу относят только Ахпатский массив [13].

Армянский научно-исследовательский
и проектный институт цветной
металлургии МЦМ СССР

Поступила 30.V.1977.

Պ. Գ. ԱԼՈՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՍՈՄԵՆԹԻ ՀԱՏՎԱԾԱՄԱՍԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ

Ա Վ Փ Ն Փ Ն Ն Վ

Սոմխեթի հատվածի սահմաններում հեղինակն անջատում է Սոմխեթի և Լեջանի տեկտոնական բլոկները: Այս բլոկ-գոտիները սահմանադրվում են խորքային խզումներով:

Սոմխեթի մինչինվերսիոն ինտրադեոսինկլինալն ունեցել է հետերոգեն կառուցվածք և բաղկացած է գեոսինկլինալային (բուն Սոմխեթի գոտի) ու պարագեոսինկլինալային (Լոբի ենթադոտի) մարզերից: Լոբի և Լեջանի գոտիներում լայն տարածում ունեն սեղանատիպ իդիոմորֆ ծալքերը: Պալքերի մորֆոլոգիական նմանությունը պայմանավորված է այդ գոտիների դարդացմամբ՝ մի դեպքում որպես գեոսինկլինալի պարագեոսինկլինալային ծայրամաս, իսկ մյուս դեպքում, որպես կենտրոնական բարձրացման հզրային իջվածք:

Հողվածում նկարագրվող բուն Սոմխեթի դոտու հատվածամասն իրենից ներկայացնում է ինտրադեոսինկլինալի ծայրամաս, որով և պայմանավորվում է այստեղ տարածված միջանկյալ տիպի ծալքերի առկայությունը: Վերջինների տարբերությունը Լոբի և Լեջանի գոտիներում տարածված ծալքերից կայանում է առաջին դեպքում անտիկլինալային ծալքաձևի հաջորդումով նույն շրջանի նախկինում ինտենսիվ իջեցմանը: Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ տեկտոնական ինտենսիվ տատանողական և ծալքավոր շարժումներ ապրած բլոկ-գոտիները բնորոշվում են նաև երկրի կեղևի մազմուտիկ հալոցքների և հիդրոթերմերի առավել ներթափանցիկությամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
2. Алоян П. Г. История колебательных движений в пределах Сомхетского сегмента. Тр. Арминпроцветмет, вып. 4 (13), Ереван, 1975.
3. Алоян П. Г. История развития и интрузивный магматизм Сомхетского сегмента. Тр. Арминпроцветмета, вып. 5 (14) ч. 2, Ереван, 1977.
4. Алоян П. Г. Складчатость Сомхетского сегмента. Тр. Арминпроцветмет, вып. 5 (14), ч. 2, Ереван, 1977.
5. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1949.
6. Асланян А. Т. Геологическая карта Армянской ССР. «Недра», М., 1968.
7. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕрГУ, 1965.
8. Белоусов В. В. Складчатость Тriaлетского хребта. В сб. «Складчатые деформации земной коры. их типы и механизм образования». Изд. АН СССР, М., 1962.
9. Белоусов В. В., Говский М. В. Структура и тектоническое развитие Южной Грузии и Северной Армении. Сов. геология, № 36, 1948.
10. Габуния К. Е., Гамкрелидзе П. Д. Геология южной части Борчалинского района. Тр. Геол. инст. АН ГрузССР, сер. геол., т. I (VI), 1942.
11. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армении. Изд. «Митк», Ереван, 1968.
12. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. В сб. «Глубинное строение Кавказа». «Наука», М., 1966.
13. Геология Армянской ССР, т. X. Геофизика. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972.
14. Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А. Алавердский рудный район. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1968.
15. Харазян Э. Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1971.

УДК 556.552

А. А. ТАМАЗЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОДЗЕМНОМ ПРИТОКЕ
ОЗ. СЕВАН

В связи с осуществлением проблемы по рациональному использованию вековых запасов вод оз. Севан для целей получения электроэнергии и орошения сельхоз-полей, периодически изучался гидрологический режим озера и гидрогеологические условия его бассейна [3, 4, 5, 8, 9]. Устанавливались и уточнялись величины элементов водного баланса [1, 2, 6, 7]. В настоящее время можно принять, что величины основных элементов водного баланса оз. Севан (количество осадков на зеркало, испарение с его акватория и речной сток, притекающий в озеро) подсчитаны с достаточной для практических расчетов точностью.

Неоднократно составлялись и составляются годовые балансы озера Севан, где учитывается как подземный приток в озеро, так и отток из него [1, 6, 7]. Следует отметить, что в составленных балансах подземный приток и отток приняты постоянными. Однако, как показывают расчеты, эти величины отнюдь не постоянные и изменяются из года в год в достаточно больших пределах.

Настоящая статья посвящена исследованию режима и установлению величин подземного притока и оттока оз. Севан. В основу подсчета величины подземного притока (оттока) нами положен водно-балансовый метод, который применен сначала для отдельных речных бассейнов, а затем для всего Севанского бассейна.

Расчеты показывают, что подземный сток (имеется в виду только глубинный сток) формируется не во всех речных бассейнах оз. Севан. Установлено, что глубинный сток, являясь подземным притоком в оз. Севан, формируется преимущественно в речных бассейнах южной, юго-западной и юго-восточной частей бассейна озера. Основное количество глубинного стока формируется в бассейнах рек Масрик, Гаварагет и в бессточном бассейне оз. Севан на территории, прилегающей к юго-западному берегу. Результаты подсчета глубинного стока по балансовому методу приводятся в табл. 1. Из данных этой таблицы видно, что глубинный сток в зависимости от атмосферных осадков изменяется в больших пределах. Эти зависимости для бассейнов рек Масрик, Гаварагет, Бахтак и Шохвак для бессточного бассейна приведены на рис. 1. Из этого рисунка видно, что при одинаковых гидрогеологических условиях величина глубинного стока зависит, в основном, от атмосферных осадков и эта зависимость во всех случаях выражается прямой линией.

Анализ данных табл. 1 показывает, что средняя величина притекающего в оз. Севан суммарного глубинного стока почти в 5 раз больше,

Таблица 1

Элементы водного баланса рек в бассейне озера Севан (млн. куб. м)

Годы	р. Масрик				р. Гаварагет				Бессточный бассейн				Всего
	$Q_{ос.}$	E	Q_p	$Q_{гл.}$	$Q_{ос.}$	E	Q_p	$Q_{гл.}$	$Q_{ос.}$	E	Q_p	$Q_{гл.}$	
1954	371	195	109	67	300	124	121	55	95	74	16	5	127
1955	434	218	112	104	334	140	113	81	125	82	15	28	213
1956	375	174	141	70	293	113	130	50	117	66	16	35	155
1957	373	189	134	50	296	118	130	48	98	73	17	8	106
1958	423	209	122	92	316	134	119	62	112	79	15	18	172
1959	478	200	163	115	376	124	123	129	131	78	15	38	282
1960	408	206	115	44	329	132	137	60	121	78	17	26	130
1961	310	192	94	24	259	124	106	29	87	73	13	1	54
1962	408	205	115	88	321	133	108	80	125	77	14	34	202
1963	619	221	153	245	486	141	132	213	189	84	17	88	546
1964	382	206	134	42	283	132	132	20	119	78	16	25	87
1965	524	213	134	177	410	137	106	167	161	80	14	67	411
1966	440	216	157	67	342	140	122	80	136	81	16	39	186
1967	512	183	152	177	412	112	112	188	152	72	14	66	431
1968	463	205	126	132	372	130	120	122	136	78	16	42	296
1969	514	186	115	213	406	118	108	180	151	72	13	69	462
1970	417	197	122	98	318	124	138	58	132	76	14	42	198
1971	460	186	136	138	354	118	138	98	139	78	18	43	278
1972	469	212	128	155	358	145	119	104	147	80	17	50	309
Ср.	441	201	128	112	345	128	122	95	130	77	15	38	245

чем принятая до сих пор величина подземного притока в размере 50 млн. куб. м.

Из данных табл. 1 явствует, что подземный приток в озеро в различные годы меняется в значительных пределах—увеличиваясь в многоводные годы (1963 г.—546 млн. куб. м) и уменьшаясь в маловодные годы (1961 г.—54 млн. куб. м).

Следует отметить, что глубинный сток из зоны формирования в зону разгрузки (в данном случае в оз. Севан) зависит от гидрогеологических условий слагающих пород (имеются в виду пористость и фильтрационные свойства пород и т. д., а также уклоны водоносных слоев) и несколько трансформируется и сглаживается только в многолетнем разрезе. Следовательно, при составлении годовых водных балансов обязательно следует учитывать величину трансформации. К настоящему времени вопрос трансформации глубинного стока с количественной точки зрения пока еще недостаточно исследован, поэтому в данной статье он не рассматривается. Однако известно, что трансформация в многолетнем разрезе сглаживается и, следовательно, не влияет на среднюю величину глубинного стока.

Исходя именно из этих предположений, средняя величина подземного притока, исключая ежегодные, получена по водному балансу, составленному на основании среднемноголетних величин осадков, испарения и речного стока. Высотные зависимости среднемноголетних осадков и испарения, на основании которых рассчитаны их средневзвешенные величины, приводятся на рис. 2.

Таким образом, имея средневзвешенные величины осадков, испарения и речного стока по тем бассейнам, где формируется глубинный сток, составлен водный баланс и определена средняя величина подземного притока в оз. Севан. Глубинный сток (в данном случае подземный приток) получен из водного баланса, как остаточный его член. В результате расчетов получены следующие величины элементов водного баланса. Осадки, выпадающие на территории формирования глубинного стока площадью 1400 кв. км, составляют 670 мм или 937 млн. куб. м (29,8 куб. м/сек) испарение с ее поверхности 295 или 413 млн. куб. м

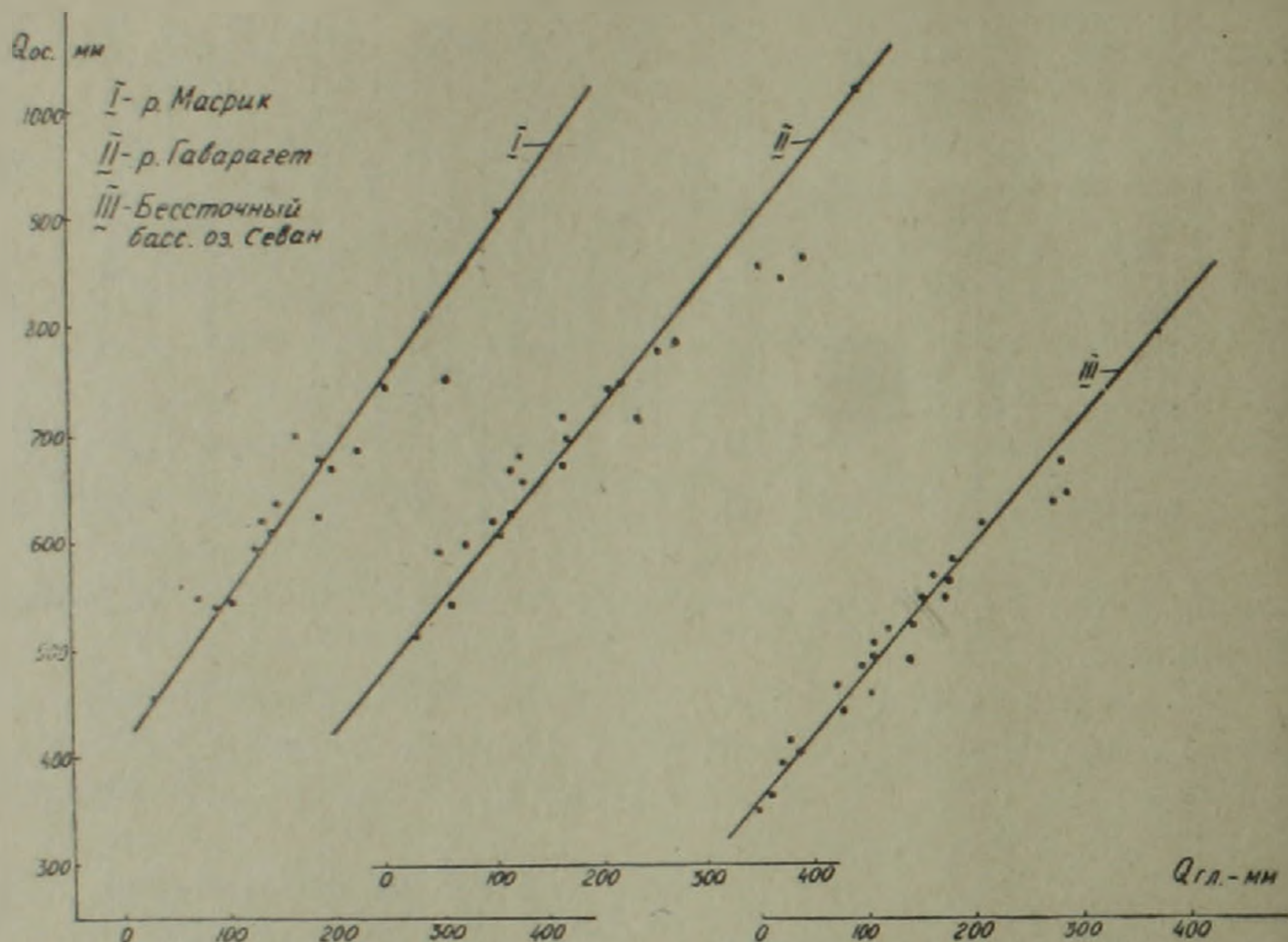


Рис. 1. Зависимость глубинного стока от осадков.

(13,1 куб. м/сек) и речной сток—188 мм или 263 млн. куб. м (8,35 куб. м/сек), а глубинный сток как остаточный член—261 млн. куб. м, или 8,30 куб. м/сек. По ежегодным данным (табл. 1) средние величины получены соответственно 916, 406 и 265 млн. куб. м и глубинный—245 млн. куб. м, что хорошо согласуется с многолетними данными, полученными выше.

За величину подземного притока в оз. Севан принято 245 млн. куб. м.

Если вычесть количество подземного перетока (20 млн. куб. м) из площади бессточного бассейна (124 кв. км) в бассейн р. Раздан, то окончательный подземный приток в оз. Севан составит 225 млн. куб. м.

Подытоживая вышеизложенное, приходим к выводу, что полученная средняя величина подземного притока в оз. Севан значительно больше принятой постоянной величины и изменяется в весьма широких пределах, поэтому при подсчетах годовых водных балансов оз. Севан нельзя ее принять постоянной.

Что же касается вопроса подземного оттока из оз. Севан, то его определение гораздо сложнее. Дело в том, что водные балансы, составленные для отдельных речных бассейнов оз. Севан, не дают представления о величине подземного оттока из озера. Они дают только величину подземного перетока из смежных бассейнов в озеро, который выявляется при отрицательных значениях водного баланса каждого из отдельно взятых бассейнов. Примером этого могут служить водные балансы бассейнов рек Аргичи, Варденик и т. д.

Исследованиями [10, 11] установлено, что за счет подземного бассейна района оз. Б. Алагел (на восточной привершинной части Варденисского хребта) общая подземная площадь Севанского бассейна на 80 кв. км больше, чем поверхностная, что свидетельствует о подземном перетоке в оз. Севан.

Подземный отток из бассейна оз. Севан может произойти и через ложе озера, чему способствуют гидрогеологические условия. В речных бассейнах, где подземные водоразделы не совпадают с поверхностными, происходит подземный водообмен. Это обстоятельство наводит на мысль о том, что территории с отрицательными значениями водного баланса следует искать в смежных с озером бассейнах. Такими бассейнами оказались левобережье р. Раздан, р. Азат и частично р. Элегис (правобережный приток р. Арпа). Водные балансы этих рек отрицательны, т. е. сумма речного стока и испарения больше, чем осадки. Из этого следует, что в эти реки притекают дополнительные воды из бассейна оз. Севан в количестве, равном разности элементов водного баланса. До настоящего времени, как уже отмечалось, подземный отток из озера также принят постоянным—20 млн. куб. м. Это, по-видимому, относится только к величине стока, притекающего в бассейн р. Раздан из самого озера, и она должна быть постоянной или может измениться в зависимости от уровня озера. Но так как переток осуществляется также и из речных бассейнов оз. Севан, то суммарный подземный переток из бассейна оз. Севан соответственно меняется и, следовательно, принять его постоянным нельзя.

Средняя его величина составляет 20 млн. куб. м или 0,63 куб. м/сек, что значительно меньше средней величины подземного притока.

При исследовании вопроса подземного перетока из озера и определении его минимального значения, возникли довольно большие трудности, связанные с отделением в водном балансе бассейна р. Раздан доли постоянно существующего перетока из самого озера.

Дело в том, что независимо от водности года, минимальное значение подземного перетока должно быть не меньше принятой величины (20 млн. куб. м), так как в противном случае при положительных балансах (многоводные годы) величина постоянно существующего перетока сводится к нулю, что ошибочно. На наш взгляд, такое несоответствие возникает из-за того, что в многоводные годы количество выпадающих в бассейне р. Раздан атмосферных осадков превалирует, сумма испаре-

ния и речного стока (куда входит и перетекающий из озера подземный сток) вместе взяты. С другой стороны, такое несоответствие может иметь место в результате невозможности подсчета элементов водного баланса за отдельные годы с большой точностью. Исходя из таких логических

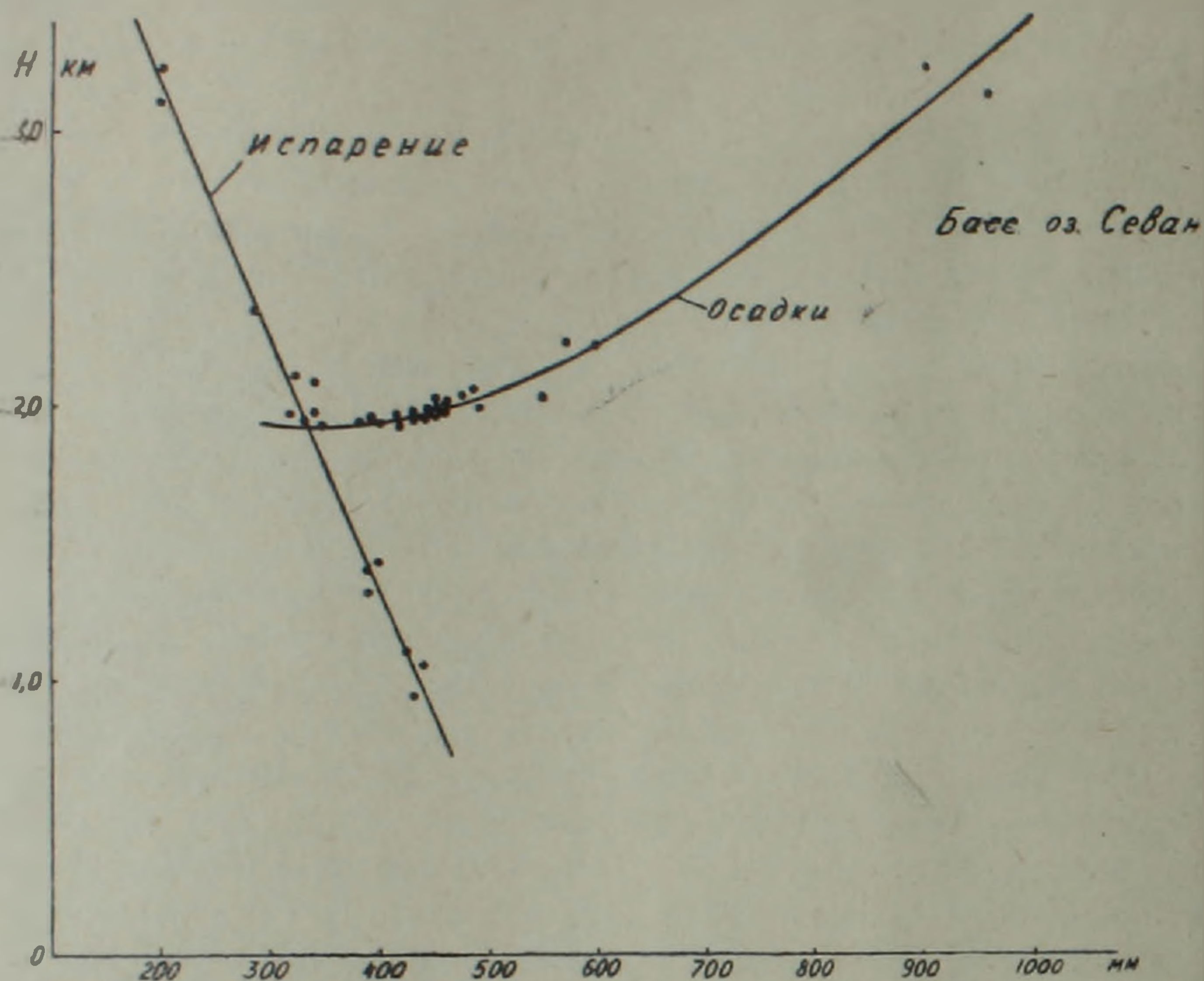


Рис. 2. Зависимости осадков и испарения от высоты.

соображений, минимальная величина подземного оттока из озера принята 20 млн. куб. м в год.

Учитывая то обстоятельство, что по водному балансу левобережья бассейна р. Раздан и частично р. Азат определение величины подземного притока из бассейна оз. Севан по вышеперечисленным причинам невозможно, оно определено следующим образом.

Установив подземный водораздел по данным, приведенным в работах [10, 11], подсчитаем площадь, расположенную в бассейне р. Гаварагет и в той части бессточного бассейна, которая питает р. Раздан. Считая, что атмосферные осадки, выпавшие на эту площадь, особенно в бессточном бассейне, почти целиком инфильтрируются и перетекают в Разданский бассейн, то эту часть атмосферных осадков примем за количество подземного перетока из Севанского бассейна в Разданский. Средняя его величина составляет около 20 млн. куб. м или 0,63 куб. м/сек. Если вычесть эту величину из подземного притока в оз. Севан, равного

245 млн. куб. м, то получим ту величину глубинного стока (притока), которая фактически притекает в оз. Севан—225 млн. куб. м или 7,14 куб. м/сек.

Учитывая, что расчеты по установлению величин подземного притока в оз. Севан основаны на более достоверных материалах наблюдений, то средняя величина подземного притока может считаться удовлетворительной. Что же касается величины подземного оттока как из озера, так и из его бассейна, то этот вопрос, по-видимому, требует дальнейших исследований по выявлению возможных направлений подземного водообмена между бассейном оз. Севан и смежными речными бассейнами, в частности, верховьями бассейна р. Шамхор-чай, Тертер и др.

Научно-исследовательский институт
водных проблем и гидротехники
(Арм.НИИВПиГ)

Поступила 10.XII.1976.

Ա. Ա. ԹԱՄԱԶՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ՆԵՐՀՈՍՔԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգվածում բերված են Սևանա լճի ջրավազանի գետերի ջրային հաշվեկշռի տարրերի ուսումնասիրության և նրանց մեծությունների հաշվման արդյունքները: Հաշվումները կատարված են առանձին, համեմատաբար մեծ գետերի և մի քանի փոքր գետերի խմբերի համար: Հաշվումները ցույց են տալիս, որ խորքային ջրերը (ստորերկրյա ներհոսք դեպի լիճ) ձևավորվում են ոչ բոլոր գետավազաններում: Նրանք հիմնականում առաջանում են Մասրիկ, Գավառագետ գետերի և լճի անհոսք շրջանի ավազաններում: Վերջին երեք ավազանների ջրային հաշվեկշիռը կազմված է ըստ տարիների՝ 1954—72 թթ. համար, որից և որոշված են խորքային ջրերի միջին տարեկան մեծությունները:

Հոգվածում բերված են նաև ստորերկրյա ճանապարհով լճի ավազանից արտահոսող ջրի քանակի վերաբերյալ կատարված հաշվումների արդյունքները: Լճի ավազանից ջրի ստորերկրյա ջրբաժան ավազանները իրար չեն համապատասխանում:

Այսպիսով, եթե հաշվի առնենք նաև լճի ավազանից կատարվող ստորերկրյա արտահոսքը, ապա ջրի այն քանակը, որը ստորերկրյա ճանապարհով մուտք է գործում լիճ, կկազմի 225 մլն մ³:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азерникова О. А. Водный баланс оз. Севан по новым данным. Изд. Всесоюзного Географического общества. Том 107, вып. 5, 1975.
2. Александрян Г. А. Распределение осадков в бассейне оз. Севан и прилегающих районов. В сб. «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме». Изд. АН Арм. ССР, т. I, Ереван, 1961.

3. Атаян Э. А. Приток воды в оз. Севан. Сб. «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме». Изд. АН Арм. ССР, т. 1, Ереван, 1961.
4. Асланян А. Т. К вопросу о происхождении оз. Севан. Известия АН СССР, серия ФМЕТ, 8, 1947.
5. Валесян В. П. Исследование стока горных рек Армянской ССР, Изд. АН СССР, М., 1945.
6. Вегуни В. Т., Аветисян В. А. Геолого-гидрологические условия бассейна оз. Севан. Сб. «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. 1, Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1961.
7. Давыдов В. К. Водный баланс оз. Севан. «Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна», вып. 4, ч. VI, 1933.
8. Мхитарян А. М., Александрян Г. А., Атаян Э. А. Водный баланс оз. Севан. Сб. «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. 1, Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1961.
9. Мхитарян А. М., Зорян Э. А., Тамазян А. А. и др. Влажно- и теплообмен над водоемами и сушей в горных условиях. Гидрометеоиздат, Л., 1969.
10. Осипов Г. А. Подземный сток из оз. Севан и родники Араратской котловины. Известия АН Арм. ССР, серия физ.-мат. и естеств. наук, т. II, № 4, Ереван, 1949.
11. Тер-Мартirosян А. А. Гидрогеология СССР, т. XI. Армянская ССР, «Наука», М., 1968.

УДК 550.38

Ц. Г. АКОПЯН, А. К. КАРАХАНЯН

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВАНО-ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

К палеогеновым образованиям Севано-Ширакского синклинория приурочены почти все известные месторождения полезных ископаемых как магматического, так и осадочного происхождения. Однако ряд вопросов стратиграфии и тектоники палеогена этой зоны освещен недостаточно полно, что, естественно, отрицательно сказывается на познании геологии этого региона [1].

Для более точного определения возрастных взаимоотношений палеогеновых образований может с успехом применяться палеомагнитный метод стратиграфической корреляции.

Достоверность палеомагнитных данных зависит от того, насколько точно определена синхронность первичной намагниченности J_0 горных пород, которая несет информацию о геомагнитном поле времени образования породы [3]. Для установления палеомагнитной пригодности горных пород палеогена Севано-Ширакского синклинория лабораторным исследованиям подверглись свыше 500 образцов.

С целью определения магнитных минералов—носителей намагниченности, изучены шлифы и аншлифы, по тяжелой фракции характерных образцов проведены минералогический, рентгено-фазовый и спектральный анализы. Спектральный анализ позволил выявить процентное содержание элементов группы железа (табл. 1).

Исследования выполнены в лаборатории минералогии и петрографии Института геологических наук АН Арм.ССР Абовяном С. Б.

Был применен также термомагнитный анализ для диагностики ферромагнитных минералов. На рис. 1 приведены характерные кривые $I_{rs}(t)$.

Эти исследования показали, что ферромагнитная фракция в основном представлена магнетитом, титаномагнетитом.

Для определения природы естественной остаточной намагниченности вулканогенных пород и выделения первичной, синхронной времени образования пород намагниченности применен комплекс лабораторных исследований (метод последовательных нагревов Телье [2], чистка в переменном магнитном поле, временная чистка). На рис. 2 приведены характерные кривые Телье для образцов палеогенового возраста. Хорошее совпадение кривой терморазмагничивания $I_n(t)$ и опрокинутой кривой $I_{rt}(t)$, а также неизменность направления I_n в процессе нагрева до 400—500°C свидетельствуют о термоостаточной природе естественной остаточной намагниченности. Стабильность состава ферромагнитной фракции в процессе нагрева контролировалась измерением магнитной

Таблица 1

№ образца и возраст	Наименование	Содержание элементов в тяжелой фракции в %						
		Fe	Ni	Co	Ti	Mn	Cr	V
29 — Pg_2^2	порфирит	>10	0,002	0,0016	7,0	3,9	0,011	0,14
52 — Pg_2^2	туф	>10	0,018	0,007	5,4	0,75	0,14	0,3
666 — Pg_2^2	андезит	>10	0,03	0,008	5,4	0,9	0,17	0,3
81a — Pg_2^3	андезит	>10	0,006	0,0017	1,6	1,1	0,035	0,1
110 — Pg_2^2	порфирит	>10	0,11	0,01	0,42	0,83	0,075	0,013
112 — Pg_2^2	порфирит	>10	0,02	0,006	3,6	0,6	0,042	0,035
139 — Pg_2^2	порфирит	>10	0,06	0,002	3,4	1,15	0,025	0,15
203 — Pg_2^3	андезит	>10	0,13	0,014	0,55	1,2	0,12	0,017

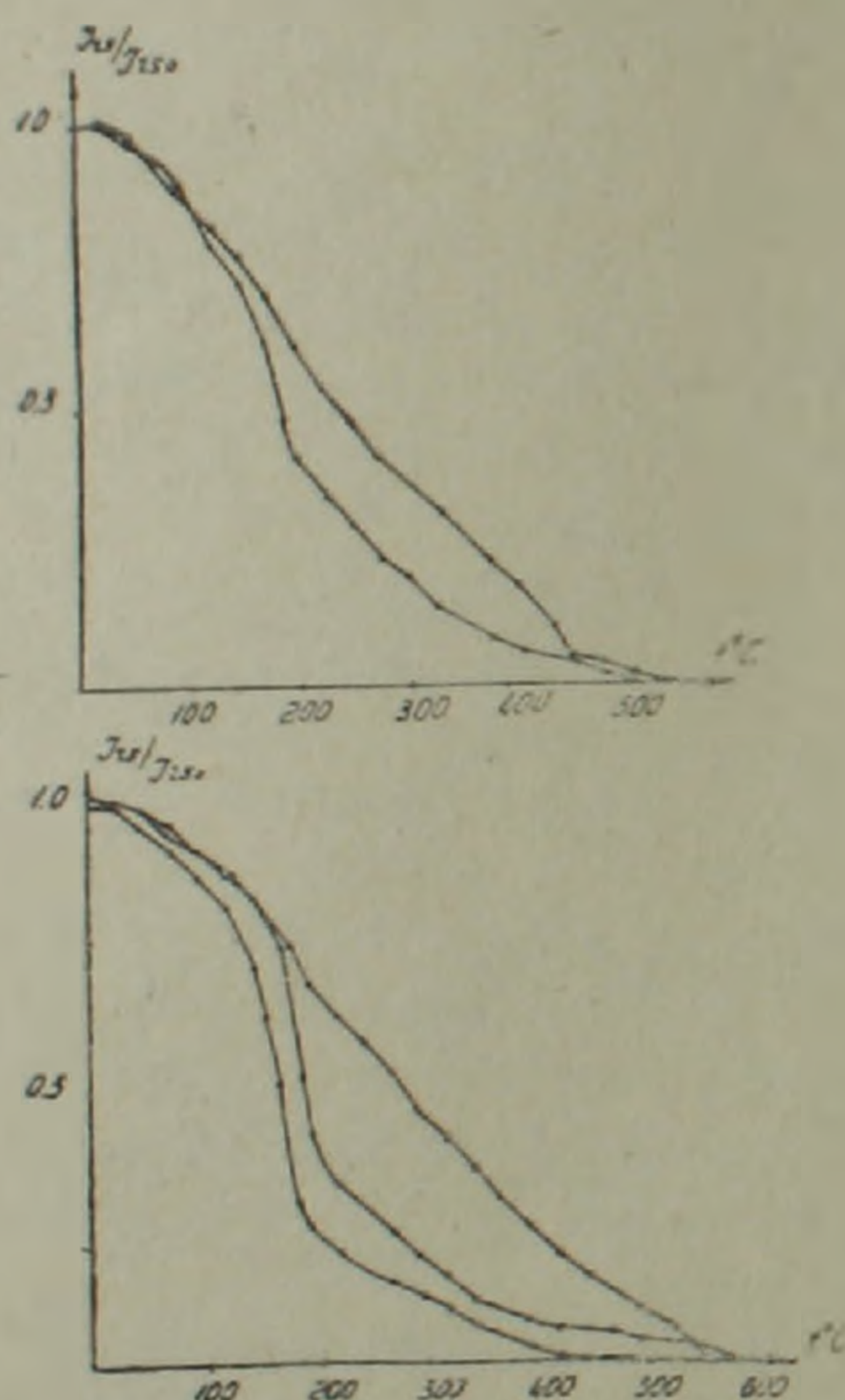


Рис. 1. Кривые определения температуры Кюри ферромагнитных минералов палеогеновых пород.

восприимчивости. Из графиков на рис. 2 видно, что ферромагнитная фракция не претерпевала существенных изменений в процессе нагревов.

На рис. 3 представлены кривые полного размагничивания I_p в переменном магнитном поле. Разрушение нестабильной вторичной намагниченности происходит в полях 100—200 эрстед. Характер изменения вектора I_p для прямо и обратно намагниченных пород в основном одинаков. При неизменности направления I_p наблюдается плавное уменьшение величины I_p . Увеличение величины I_r у обратно намагниченных пород в полях до 200 эрстед связано с размагничиванием вторичной, вязкой компоненты намагниченности, имеющей противоположное на-

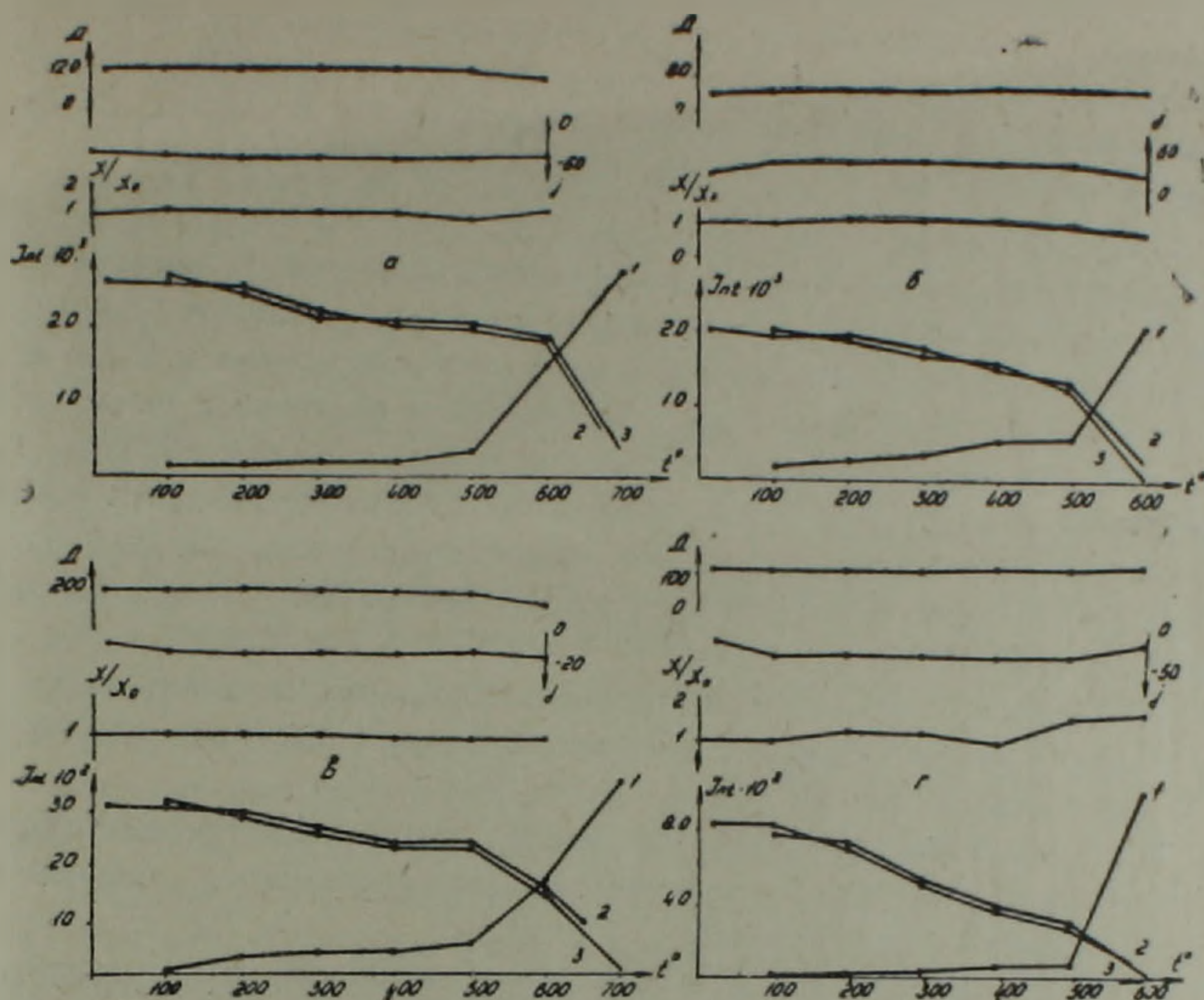


Рис. 2. Кривые последовательных нагревов Телье: а, б—андезиты (олигоцен, верхний эоцен); в, г—порфиры (средний, нижний эоцен); 1—кривая терморазмагничивания J_{nt} ; 2—кривая лабораторного термонамагничивания J_{rt} ; 3—кривая терморазмагничивания первичной J_{nt} .

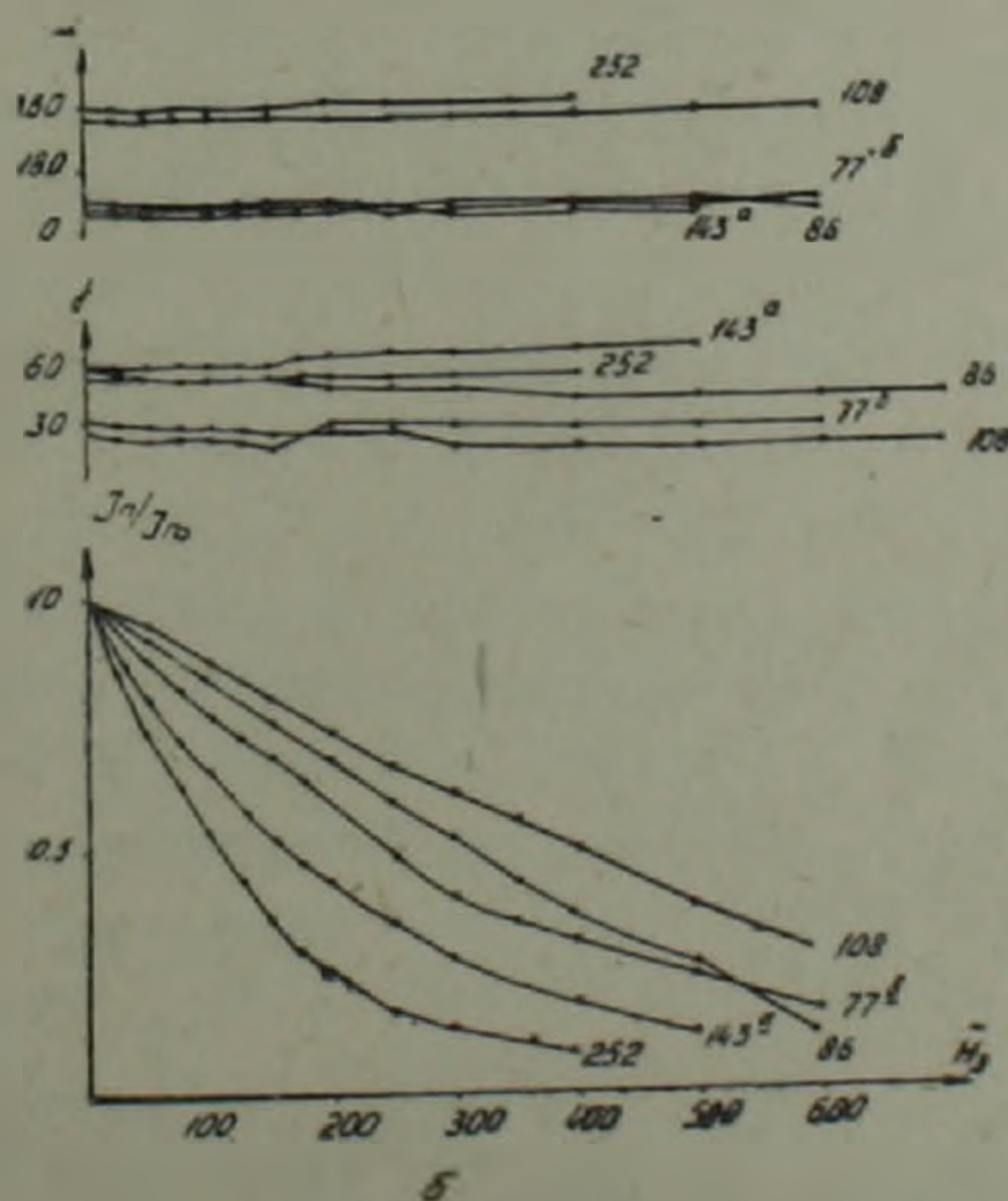


Рис. 3. Кривые размагничивания J_p переменным магнитным полем: а—обратно намагниченные образцы; б—прямо намагниченные образцы.

правление основного вектора J_n . Стабильная компонента естественной остаточной намагниченности в переменных полях до 600—700 эрстед практически не изменяет своего направления. В полях до 300—400 эрстед J_n сохраняет 50—70% первоначальной величины

$$(S_{300}^n = 0,3-0,9).$$

Для компенсации вязкой составляющей остаточной намагниченности часть образцов была поставлена на «выдержку» против земного поля в течение двух лет. Выяснилось, что у слабомагнитных и более древних пород изменения величины и направления остаточной намагниченности больше, чем у сильномагнитных и молодых. Таким образом, вулканогенные и осадочные породы палеогена Севано-Ширакского синклинория обладают вторичной вязкой намагниченностью, которая разрушается в переменных магнитных полях от 100 до 200 эрстед и температурой до 100—150°C.

Комплекс лабораторных исследований дал возможность выделить первичную намагниченность исследуемых пород и доказать, что эта намагниченность стабильна.

По результатам лабораторных исследований палеогеновые образования Севано-Ширакского синклинория характеризуются следующими палеомагнитными параметрами.

Дат-палеоценовые образования, представленные известняками и мергелями, характеризуются прямой намагниченностью и низкими значениями J_n и X . Средние значения магнитных параметров следующие: $J_{n,ср.} = 7 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{ср.} = 30 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{ср.} = 0,5$, $D_{ср.} = 34^\circ$, $j_{ср.} = 40$.

Гравелистые известняки, мергели и известняки нижнего эоцена характеризуются прямой и обратной намагниченностью, соответственно: $D_{ср.} = 332^\circ$ и $j_{ср.} = 40^\circ$, $D_{ср.} = 185^\circ$, $j_{ср.} = -15^\circ$, $S_{200}^n = 0,4$.

Магнитные характеристики тех и других пород колеблются почти в одинаковых пределах и в среднем они равны: $J_{n,ср.} = 40 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{ср.} = 160 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{ср.} = 0,6$.

Вулканогенные образования нижнего эоцена сильномагнитны и намагничены прямо: $J_{n,ср.} = 1170 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{ср.} = 1330 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{ср.} = 2,2$, $D_{ср.} = 332^\circ$, $j_{ср.} = 52^\circ$, $S_{400}^n = 0,5-0,6$.

Средний эоцен представлен порфиритами, туфогенными породами и андезитами, которые характеризуются прямой и обратной намагниченностью.

Для обратно намагниченных порфиритов кварцевых порфиров $J_{n,ср.} = 1160 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{ср.} = 2670 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{ср.} = 1,2$, $D_{ср.} = 207^\circ$ и $j_{ср.}^0 = -35^\circ$, $S_{400}^n = 0,6$.

Туфогенные обратно намагниченные породы имеют следующие значения магнитных параметров: $J_{n,ср.} = 120 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{ср.} = 500 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{ср.} = 0,6$, $D_{ср.} = 210^\circ$ и $j_{ср.} = -35^\circ$, $S_{400}^n = 0,7$.

Для прямо намагниченных порфиритов: $J_{n,ср.} = 900 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{ср.} = 2850 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{ср.} = 0,8$, $D_{ср.} = 7^\circ$ и $j_{ср.} = 54^\circ$, $S_{400}^n = 0,4-0,6$.

Вулканогенные породы верхнего эоцена характеризуются как прямой, так и обратной намагниченностью.

Для нормально намагниченных порфиритов имеем: $Jn_{\text{ср.}} = 200 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{\text{ср.}} = 1190 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{\text{ср.}} = 0,4$, $D_{\text{ср.}} = 8^\circ$, $j_{\text{ср.}} = 58^\circ$, $S_{400}'' = 0,5 - 0,6$, а для андезитов и трахиандезитов: $Jn_{\text{ср.}} = 880 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{\text{ср.}} = 2340 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{\text{ср.}} = 1,0$, $D_{\text{ср.}} = 23^\circ$ и $j_{\text{ср.}} = 43^\circ$, $S_{400}'' = 0,6 - 0,8$.

Обратно намагниченные порфириты характеризуются следующими величинами Jn и X : $Jn_{\text{ср.}} = 120 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{\text{ср.}} = 380 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{\text{ср.}} = 0,7$, $D_{\text{ср.}} = 191^\circ$ и $j_{\text{ср.}} = -31^\circ$, $S_{400}'' = 0,6$.

Андезиты и трахиандезиты обратной полярности имеют: $Jn_{\text{ср.}} = 1010 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{\text{ср.}} = 2050 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{\text{ср.}} = 1,2$, $D_{\text{ср.}} = 150^\circ$, $j_{\text{ср.}} = -21^\circ$, $S_{400}'' = 0,5 - 0,6$.

Андезитовые лавы олигоцена сильномагнитны. Отмечены как прямо, так и обратно намагниченные образцы.

Для прямо намагниченных лав $Jn_{\text{ср.}} = 2500 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{\text{ср.}} = 1800 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{\text{ср.}} = 3,5$, $D_{\text{ср.}} = 340^\circ$, $j_{\text{ср.}} = 18^\circ$, $S_{400}'' = 0,9$.

Обратно намагниченные лавы: $Jn_{\text{ср.}} = 2510 \cdot 10^{-6}$ СГС, $X_{\text{ср.}} = 1390 \cdot 10^{-6}$ СГС, $Q_{\text{ср.}} = 4,5$, $D_{\text{ср.}} = 151^\circ$ и $j_{\text{ср.}} = -5^\circ$, $S_{400}'' = 0,9$.

Таким образом, палеогеновые образования Севано-Ширакского синклинория характеризуются довольно широким диапазоном параметров, обладают вторичной намагниченностью вязкого характера и их можно использовать для палеомагнитных построений лишь после чистки в переменном поле и температурой.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 23.IX.1977.

Յ. Գ. ՀԱԿՈՐՅԱՆ, Ս. Կ. ԿԱՐԱՆԱՆՅԱՆ

ՍԵՎԱՆ—ՇԻՐԱԿԻ ՍԻՆԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԵ ՀԱՍԱԿԻ
ԴՈՅԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՀՆԷԱՄԱԳՆԵՍԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում բերված է ստորին էոցենից մինչև օլիգոցենի ժամանակաշրջանի հրածին ապարների հնէամագնիսական ուսումնասիրությունների արդյունքները: Տեղի հաջորդական տարացումների մեթոդով ապացուցված է, որ ուսումնասիրված ապարների մագնիսականությունն ունի թերմոմագնորդային բնույթ և կայուն է փոփոխական մագնիսական դաշտի, ջերմաստիճանի և ժամանակի նկատմամբ: Կոմպլեքս լաբորատոր և միներալա-պետրոգրաֆիական ուսումնասիրություններով ապացուցված է, որ յո-ը արտացոլում է ապարների առաջացման ժամանակաշրջանի մագնիսական դաշտի ուղղությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. «Митк». Ереван, 1966.
2. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. Известия АН СССР, серия геофизическая, № 9, 1959.
3. Храмов А. Н., Шолто Л. Е. Палеомагнетизм. «Недра», 1967.

УДК 550.837

С. Ю. БАЛАСАНИЯ

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА РУДНЫХ ОБЪЕКТАХ

В представленной работе предпринята попытка объяснения накопившихся к настоящему времени вопросов, связанных с применением метода естественных электрических полей (ЕП) на рудных объектах. Ключ к решению этой задачи видится в механизме образования ЕП.

Говоря о природе естественных электрических полей на рудных объектах, мы обычно представляем укоренившуюся в геофизике схему, изображенную на рис. 1.

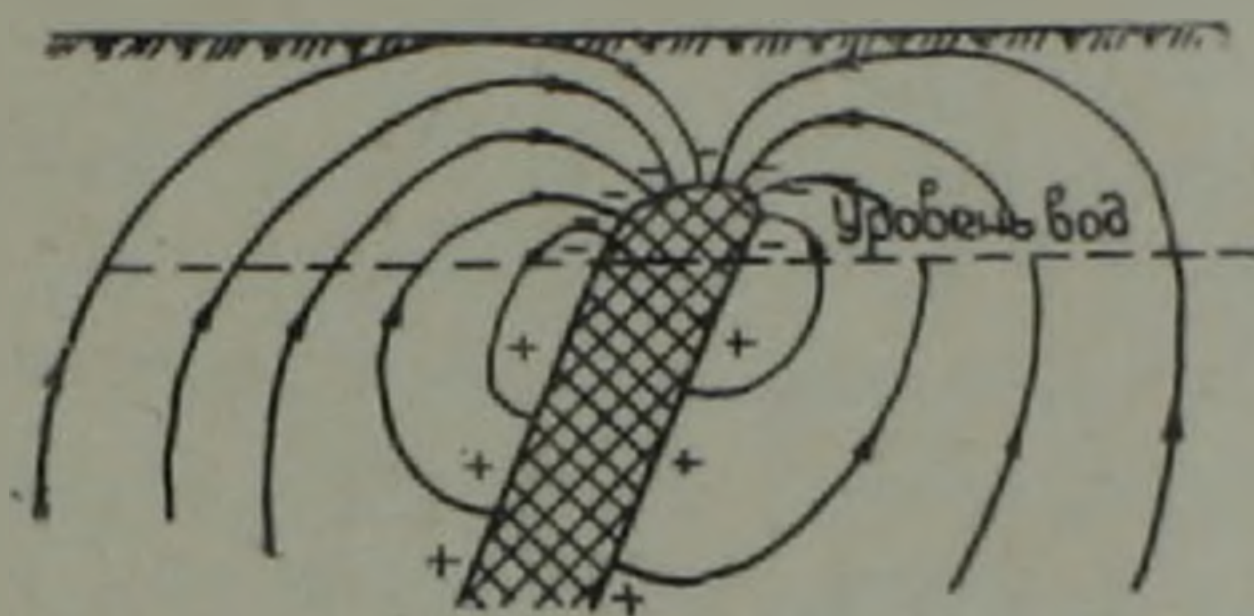


Рис. 1. Традиционная схема окислительно-восстановительных электрических токов поляризованного рудного тела.

Механизм образования ЕП по существующей до сих пор теории [5] объясняется следующим образом. Рудное тело и окружающая его среда образуют своего рода гальванический элемент, внешней цепью которого является само рудное тело, а внутренней—окружающая его ионная среда. Образование и действие этого гальванического элемента происходит так.

На границе электронного проводника с ионной средой существует скачок потенциала, величина которого зависит от свойств соприкасающихся сред и от физических условий, в которых они находятся.

Пространственное распределение потенциалопределяющих факторов обычно таково, что верхняя часть ионной среды на границе ее с проводником заряжается отрицательно, а нижняя—положительно. Вследствие этого наблюдаемые на поверхности поля имеют отрицательный знак. Различие в величине скачка потенциала создается и поддерживается внешними факторами, основным из которых является циркуляция подземных вод. Систематический приток кислорода к поверхности залежи, происходящий вследствие непрерывной циркуляции вод, обеспечивает сохранение достаточно высокого и постоянного во времени потенциала работающего катода и тем самым постоянство во времени Э.Д.С. рудной залежи.

Все вышеизложенное относится к сплошным рудным телам; что же

касается вкрапленных образований, то над ними возможны аномалии ЕП только в том случае, если они связаны между собой какими-либо токопроводящими капиллярами.

Тщательный анализ многочисленного полевого материала, полученного разными исследователями в самых различных рудных районах, привел нас к тому выводу, что вышеупомянутая схема образования ЕП, с вытекающими из нее положениями, верна лишь в частном случае, то-есть тогда, когда имеются условия, при которых работает приведенный механизм образования естественных полей. А ведь в природе возможны и есть ситуации, когда этих условий нет. Выходит так, что в этих случаях нет и ЕП. Но опыт геофизических исследований говорит о противоположном. Принятых предпосылок нет, а поле есть. Далее, аномалий нет (или же они положительные), а неглубоко залегающие рудные тела есть. Бывает и так, что аномалии имеются и довольно интенсивные, а рудных тел непосредственно под ними нет. Над вкрапленными рудными образованиями (необязательно соединенными токопроводящими каналами) аномалии ЕП все-таки наблюдаются.

С целью проверки нашего вывода о неуниверсальности существующей окислительно-восстановительной теории, был проведен специальный эксперимент, в котором был полностью исключен описанный выше окислительно-восстановительный механизм возникновения поля ЕП. В результате было установлено, что естественное поле на рудных образованиях возникает и без окислительно-восстановительного механизма. Эксперимент был проведен следующим образом.

В специальную ванну, заполненную раствором медного купороса, полностью погружались небольшие куски (приблизительно $10 \times 6 \times 5$ см) сплошной и вкрапленной пиритовой и арсенопирит-пиритовой руды. Таким образом кусок руды был лишен и зоны окисления, и зоны восстановления, и циркуляции вод, которые обеспечивали бы сохранение достаточно высокого и постоянного во времени потенциала работающего катода.

Измерения осуществлялись на приборе микровольт-микроамперметре Ф-116/2 с большим входным сопротивлением. В качестве приемных электродов использовались неполяризующиеся меднокупоросовые датчики, собственная поляризация которых компенсировалась специальным устройством, основным элементом которого являлся германиевый диод Д2Е, освещаемый обычной лампой накаливания. Входное сопротивление такого компенсатора приближается к выходному сопротивлению идеального генератора тока и практически не шунтирует вход прибора.

В итоге на разных образцах руд (вкрапленных и сплошных) были установлены естественные потенциалы, абсолютные значения которых достигали $\pm 100-600$ мкв (при пределе измерения прибора 750 мкв на шкалу). Полученные данные проверялись измерениями в той же ванне без присутствия кусков руды (здесь нам хотелось бы выразить искреннюю благодарность инженеру В. А. Кобыльскому за техническую помощь, оказанную им в проведении эксперимента).

Для подтверждения вывода о том, что окислительно-восстановительная теория носит частный характер и не объясняет множества вопросов, накопившихся в результате практических работ методом ЕП, приведем несколько примеров, взятых из монографии А. С. Семенова, посвященной методу естественных электрических полей [5].

На рис. 2 показаны графики ЕП над медными рудами на Дегтярском месторождении, из которых видно, что аномалии ЕП над рудными телами могут быть как отрицательными, так и положительными.

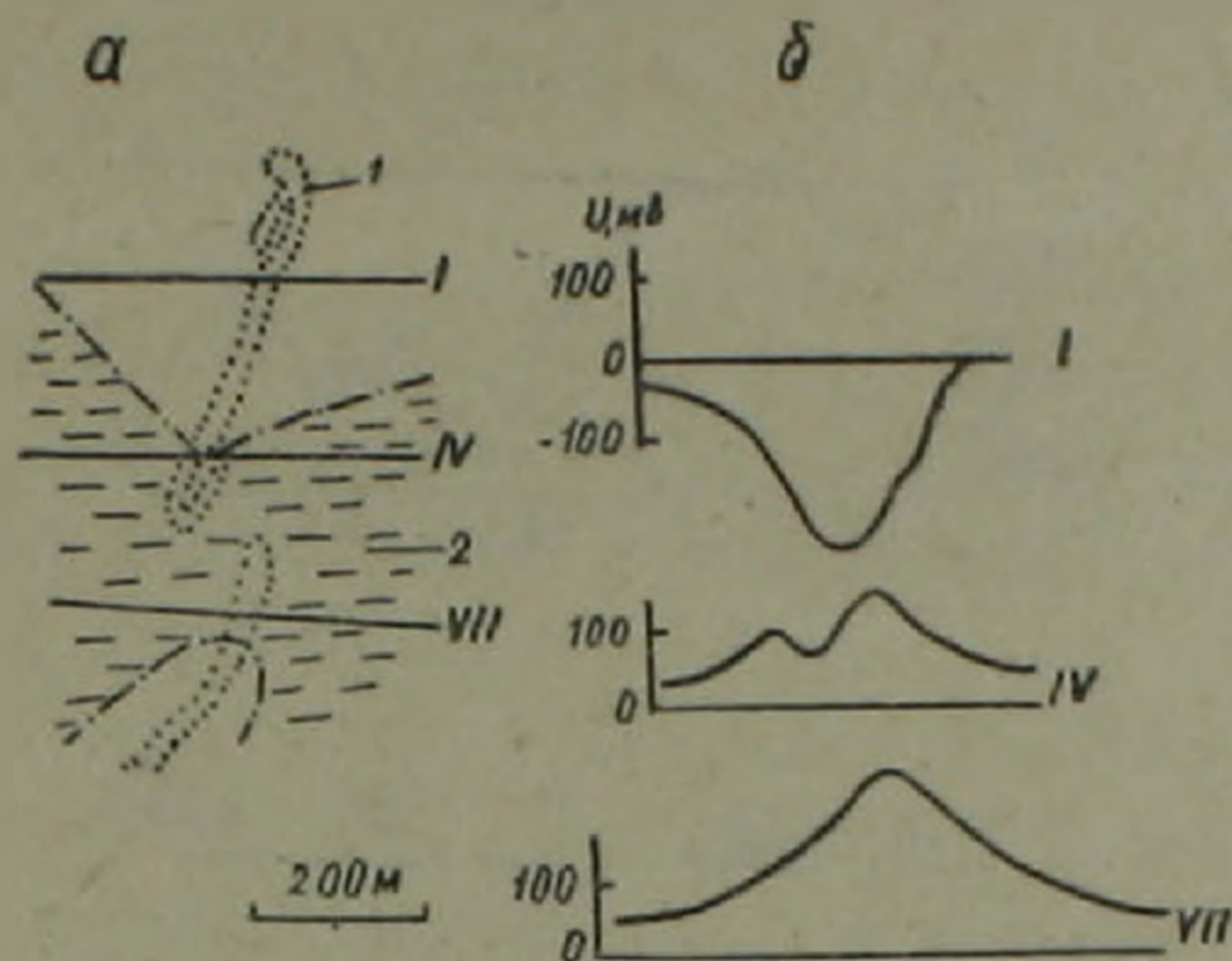


Рис. 2. План расположения профилей (а) и кривые потенциала естественного поля (б) на Дегтярском месторождении (по П. Ф. Радионову). 1—контуры рудного тела; 2—заболоченный участок.

Более того, над одной частью рудного тела могут наблюдаться отрицательные аномалии, а над другой—положительные.

На рис. 3 изображены кривые потенциала ЕП на месторождении Джусабай, которые также демонстрируют неприменимость существующей трактовки образования ЕП на рудных месторождениях, т. к. аномалии над рудными телами либо смещены в стороны, либо их вообще нет, а рудные тела есть.

В этом смысле интересны также данные, полученные по достаточно большому региону—Восточному Забайкалью, где над вкрапленными золото-полиметаллическими рудами обнаружены интенсивные аномалии ЕП, а над сплошными неглубоко залегающими рудными телами они либо существуют и часто смещены в стороны, либо их вообще нет [4].

Подобных примеров самого различного распределения потенциалов ЕП на дневной поверхности можно привести большое множество.

Объяснение фактически неинтерпретируемого с позиций окислительно-восстановительной теории материала нам видится в ином, нежели это было принято до сих пор, механизме образования ЕП на рудных объектах.

Как известно, на границе электропроводящих (рудное тело) и ионопроводящих сред (окружающая его среда) возникает двойной электрический слой. Не останавливаясь на природе его образования, которая может быть самой различной, отметим лишь несомненное следствие, исходящее из его возникновения. Это две области—плотнорасположенных

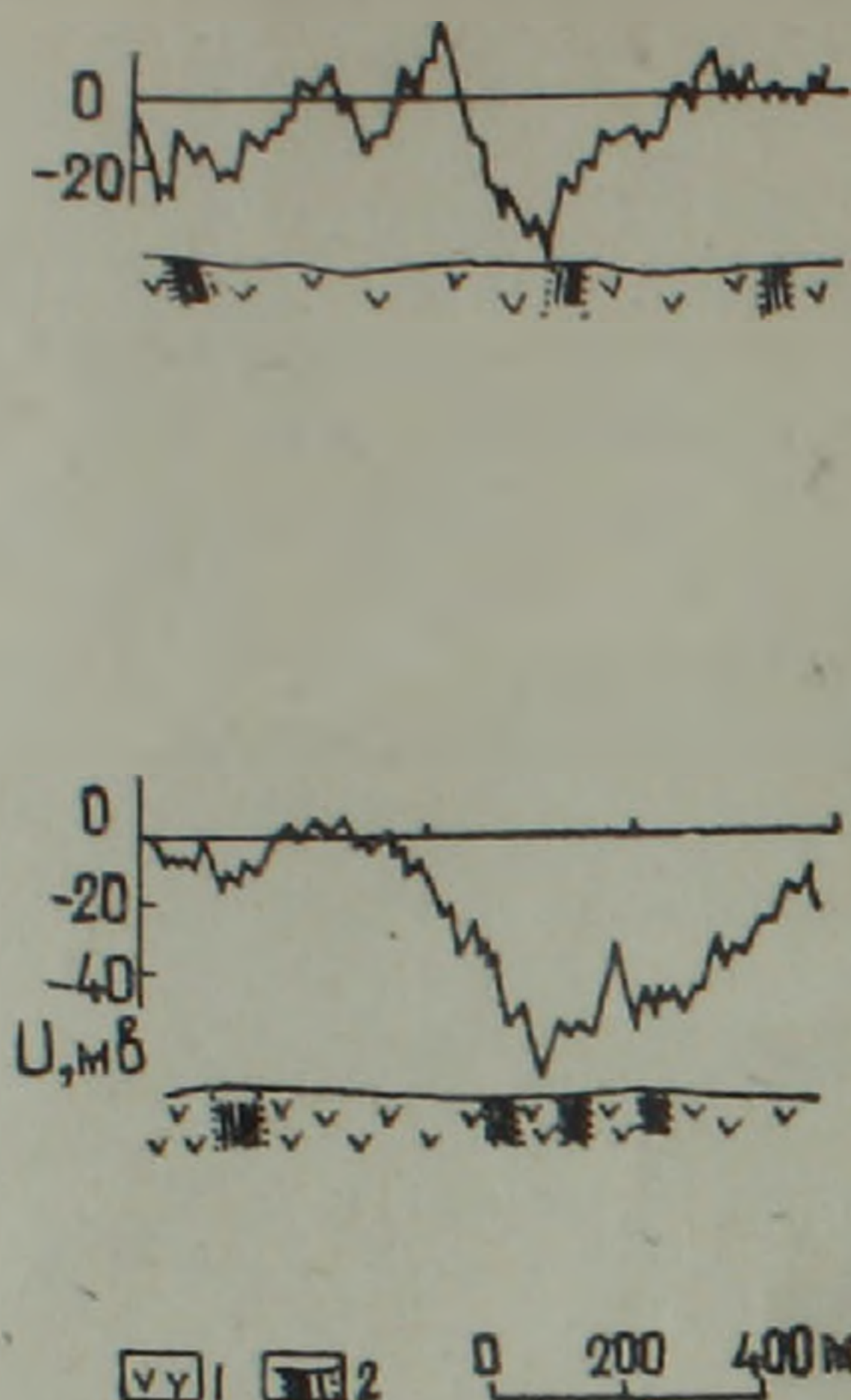


Рис. 3. Кривые потенциала естественного поля на месторождении Джусабай (по А. К. Аузину). 1—плагноклазовые пироксен-плагноклазовые порфириды и их туфы, ортофиры; 2—зоны осветления с кварцево-сульфидными жилами.

и диффузно распределенных положительных и отрицательных зарядов. Причем плотный ионный слой одного знака находится на поверхности рудного тела, а диффузный, другого знака, в окружающей его среде. Как зарядится та или иная область зависит от конкретных условий (причин) образования двойного слоя.

В нашем представлении при образовании двойного электрического слоя в геологических средах заряды передвигаются не только по нормали к границе раздела сред, но и вдоль нее, т. е. двойной электрический слой стремится к стационарному состоянию не только в направлении, перпендикулярном к контакту фаз (сред), но и в направлении, параллельном ему (рис. 4).

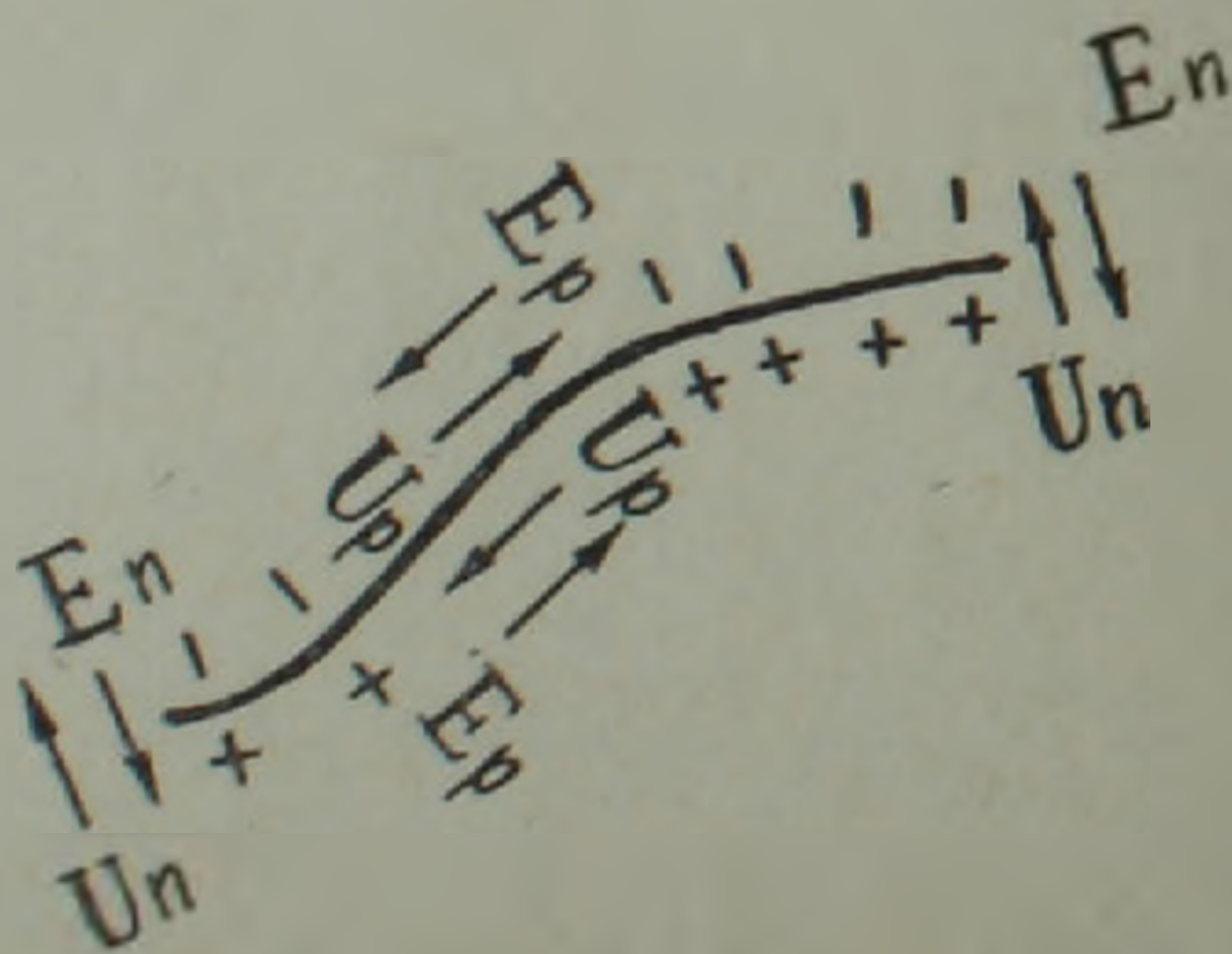


Рис. 4. Локальный участок схематически изображенного двойного электрического слоя на поверхности рудного тела. $U_{(p, n)}$ — направление движения положительных зарядов. $E_{(p, n)}$ — составляющие поля двойного электрического слоя на поверхности рудного тела.

В результате этого через некоторое время устанавливается некоторое стационарное, суммарное напряжение (E)

$$\vec{E} = \vec{E}_n + \vec{E}_p, \quad (1)$$

где $\vec{E}_n$ и E_p —соответственно напряженности поля в направлении, перпендикулярном и параллельном границе раздела сред.

Поскольку условия образования и величина E_n хорошо описаны в специальных разделах физхимии и геофизики [2, 3], то мы остановимся на новой характеристике— E_p , которая, как нам кажется, позволяет правильно представить общий механизм образования ЕП на рудных месторождениях.

Рассмотрим образование поля (E_p) в объеме двойного электрического слоя в направлении, параллельном границе раздела сред.

Ввиду неравномерности распределения зарядов вдоль контакта граничащих фаз (сред), что связано с неизбежной неодинаковостью физических, химических и физико-химических свойств в этом направлении (т. к. трудно себе представить в реальных геологических условиях абсолютно гладкую поверхность раздела с абсолютно одинаковыми физико-химическими характеристиками соприкасающихся сред), происходит движение зарядов из области больших концентраций в область меньших. Перемещение зарядов приводит к образованию электрического поля (E_p), противодействующего процессу миграции зарядов. Через некоторое время устанавливается динамическое равновесие, при котором перемещение зарядов, что эквивалентно некоторому току I_+ , компенсируется обратным током I_- , обусловленным напряжением E^p , то есть

$$I_+ = I_-. \quad (2)$$

Плотность тока (I_+) равна

$$j = Mq \frac{\partial N}{\partial x}, \quad (3)$$

где M —коэффициент миграции, численная величина которого зависит от вещества, в котором происходит процесс миграции; q —величина мигрирующего заряда; $\frac{\partial N}{\partial x}$ —градиент концентрации зарядов, под действием которого происходит миграция.

Исходя из формулы (3),

$$I_+ = Mq \frac{\partial N}{\partial x} S, \quad (4)$$

где S —поперечное сечение, через которое мигрируют заряды. Обратный ток

$$I_- = j_- \cdot S = \frac{E_p}{\rho_p} \cdot S, \quad (5)$$

где j —плотность обратного тока; S —имеет тот же смысл и величину, что и в уравнении (4); ρ —удельное электрическое сопротивление в направлении движения заряда, т. е. сопротивление вдоль границы раздела сред в области двойного электрического слоя.

Подставляя уравнение (4) и (5) в (2), получим:

$$E_p = M \cdot q \cdot \frac{\partial N}{\partial x} \cdot \rho_p. \quad (9)$$

Выражение (6) справедливо для каждого локального участка на поверхности рудного тела, где происходит миграция зарядов. При этом процесс миграции будет наблюдаться как в диффузной, так и в адсорбированной (плотнорасположенной) частях двойного слоя.

Таким образом в любой локальной области на поверхности рудного тела образуется такой двойной электрический слой, в котором всегда имеется как некоторый скачок потенциала вкост границы раздела фаз, так и определенный скачок потенциала вдоль этой границы в пределах одной и той же фазы (среды), причем как первый, так и второй скачки потенциалов взаимосвязаны.

Разность потенциалов, образованная вдоль границы раздела сред, в каждой области, где происходит процесс миграции, названа нами локальной разностью естественных «рудных» потенциалов, а образованный в этом же пространстве разделенный заряд—локальным естественным «рудным» диполем.

Поскольку подобные локальные естественные «рудные» диполи имеются по всей поверхности рудной залежи, то в результате сложения их величин образуется суммарный естественный «рудный» диполь и соответствующее ему суммарное естественное «рудное» поле.

Из вышесказанного механизма возникновения естественных «рудных» полей нетрудно прийти к выводу о том, что расположение полюсов естественного «рудного» диполя на поверхности рудного тела будет зависеть от конкретных физических, химических, физико-химических условий и внешних факторов. Все эти влияющие характеристики могут быть в реальных геологических условиях какими угодно, поэтому расположение полюсов естественного «рудного» диполя становится неоднозначным, а это приводит к тому многообразию форм распределения естественного потенциала на поверхности земли, которое и наблюдается на практике.

Мы не станем приводить аналитического расчета внешнего поля, образованного «рудным» диполем, так как эта задача принципиально не отличается от аналогичных задач, решенных для обыкновенного электрического диполя в теории поля [1], а приведем лишь характерные графики распределения естественного потенциала на поверхности наблюдения при различных положениях полюсов естественного «рудного» диполя на поверхности рудного тела (рис. 5).

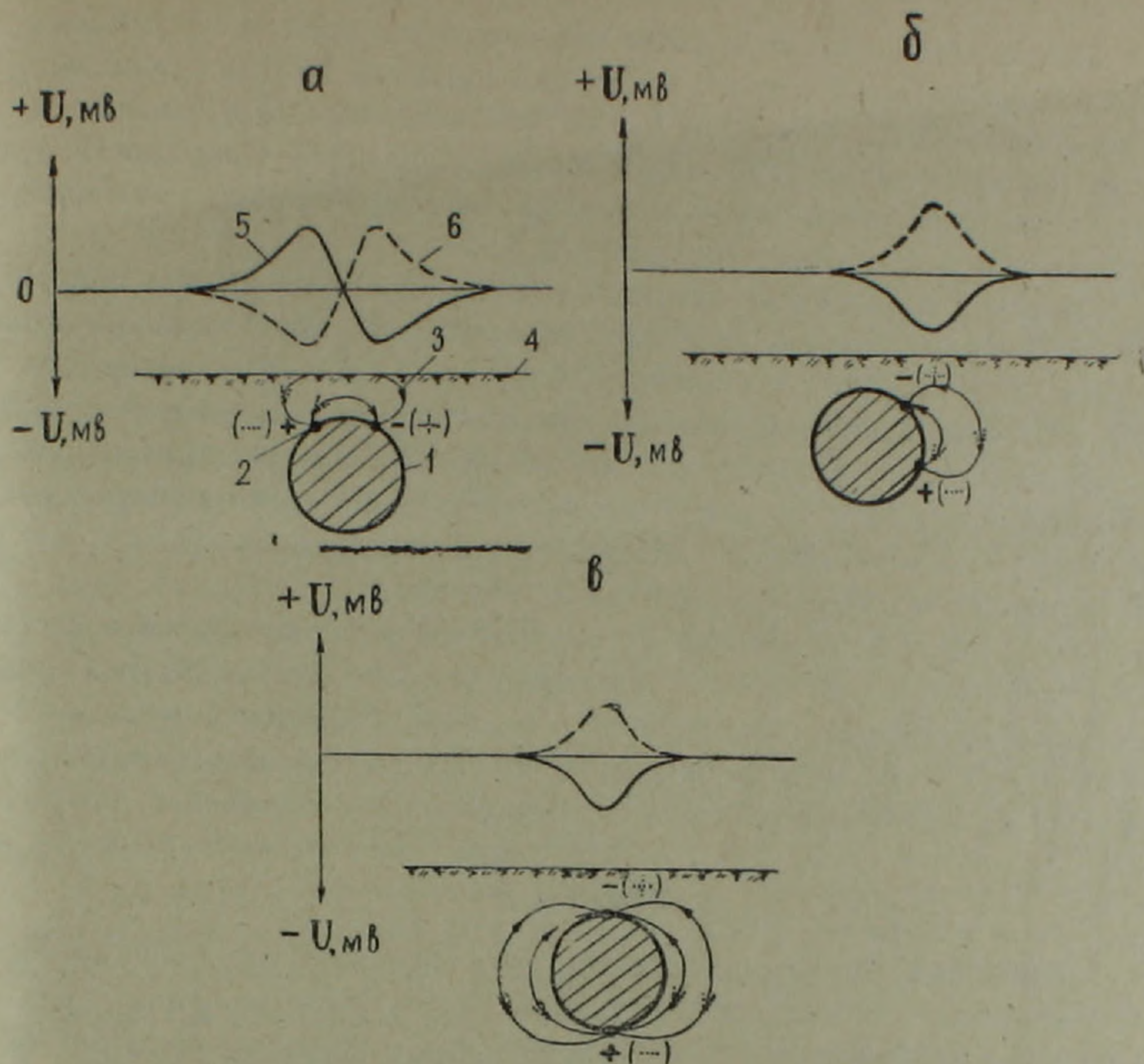


Рис. 5. Характерные графики распределения естественного потенциала на поверхности наблюдения при различных положениях полюсов естественного «рудного» диполя на поверхности рудного тела. 1—рудное тело; 2—полюса естественного «рудного» диполя; 3—силовые линии; 4—поверхность наблюдения; 5—график ЕП, соответствующий полярности, обозначенной сплошной линией; 6—график ЕП, соответствующий полярности, обозначенной пунктирной линией.

Из рис. 5 видно, например, в случае (а) над разными частями одного и того же рудного тела наблюдаются как отрицательные, так и положительные аномалии ЕП. Именно такое распределение полюсов «рудного» диполя и наблюдалось, по-видимому, на Дегтярском месторождении (рис. 2).

На том же рис. 5, случай (б) демонстрирует смещенную от центра тела отрицательную аномалию ЕП, которая может быть и положительной, если ближе к поверхности окажется положительный полюс. Смещение аномалии может наблюдаться в любую от рудного тела сторону. Этот случай должен наиболее часто встречаться на практике, т. к. вероятность того, что полюса «рудного» диполя будут занимать предельное положение, изображенное в случае (а), очевидно невелика. Кстати, практика хорошо подтверждает этот вывод, т. к. отрицательные или положительные аномалии ЕП над рудными образованиями чаще всего бывают смещенными относительно центра тела.

Помимо вышерассмотренных вариантов на практике возможны и нередко встречаются случаи, когда над рудными телами, даже неглубоко залегающими, аномалии ЕП не наблюдаются. Это может быть тогда, когда сумма локальных «рудных» диполей по поверхности рудного тела приводит к относительно скомпенсированному суммарному естественному «рудному» диполю.

До сих пор нами рассматривался механизм образования и проявления ЕП применительно к сплошным рудным телам. Что же касается вкрапленных рудных образований, то здесь каждое вкрапление действует, как отдельный естественный «рудный» диполь, а множество вкраплений — как сумма «рудных» диполей. Поле над такими образованиями должно наблюдаться не менее интенсивное, чем над сплошными рудными телами, и в отличие от последних прямо над рудной залежью. Этот вывод хорошо подтверждается и на практике.

Таким образом в отличие от окислительно-восстановительной теории, механизм естественного «рудного» диполя полностью объясняет все встречающиеся в реальных условиях формы распределения поля ЕП, включая при этом в себя окислительно-восстановительный вид поля, как один из возможных случаев, встречающихся в природе.

В ы в о д ы

1. Причиной образования естественных электрических полей на рудных месторождениях является неравномерность распределения зарядов в двойном электрическом слое как вкрест, так и вдоль границы раздела электронный-ионный проводник. В результате этого образуется естественный электрический «рудный» диполь, у которого расположение положительного и отрицательного полюсов относительно поверхности наблюдения может быть каким угодно, т. к. это зависит от конкретных физико-химических состояний и условий соприкасающихся сред и от внешних факторов.

2. Местоположение, форма, интенсивность и знак аномалии ЕП на поверхности наблюдения зависит, в основном, от расположения полюсов естественного «рудного» диполя относительно друг друга и плоскости измерения; степени скомпенсированности зарядов в двойном электрическом слое, образованном на поверхности рудного тела; соотношения сопротивлений рудного тела и окружающей его среды; глубины залегания рудного объекта и т. д.

3. Полученные данные дополняют и перестраивают не только имеющиеся до сих пор теоретические представления о природе процессов ЕП на рудных объектах, но и позволяют с новых позиций подойти к интерпретации результатов метода ЕП.

4. Новые представления позволят правильно оценить возможности метода ЕП и уточнить круг задач, решаемых им в каждом конкретном случае.

Ս. Յու. ԲԱԼԱՍԱՆՅԱՆ

ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՕՔՅԵԿՏՆԵՐՈՒՄ ԲՆԱԿԱՆ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ԴԱՇՏՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածի հիմնական նպատակը բնական էլեկտրական դաշտերի (ԲԴ) առաջացման մեխանիզմի պարզաբանումն է, որը պատկերացվում է ոչ թե մշտապես ջրով շրջապատված գալվանական էլեմենտի աշխատանքի ձևով, ինչպես ենթադրվում էր մինչև այժմ, այլ հանքային մարմնի մակերեսին առաջացած գումարային բնական էլեկտրական «հանքային» դիպոլի աշխատանքի ձևով, որը գոյանում է կրկնակի էլեկտրական շերտում էլեկտրոնային-իոնային հաղորդիչ սահմանադատման մակերեսի ինչպես լայնակի, այնպես էլ երկայնակի ուղղությամբ լիցքերի անհամաչափ տեղաբաշխման հետևանքով: Հանքամարմնի մակերեսին դիպոլի բեռների դիրքը և, հետևաբար, նաև ԲԴ-ի տեղը, ձևը, ինտենսիվությունն ու անոմալիայի նշանը կարող են ցանկացած արժեքներ ունենալ: Դա կախված կլինի շփման մեջ գտնվող միջավայրերի կոնկրետ ֆիզիկական, քիմիական, ֆիզիկա-քիմիական պայմաններից, ինչպես նաև արտաքին գործոններից:

Առաջ քաշվող նոր տեսական դրույթներն ապացուցվում են տարբեր հետազոտողների աշխատություններից քաղված գործնական օրինակներով: Ստացված տվյալները թույլ են տալիս նոր դիրքերից մոտենալ ԲԴ մեթոդի արդյունքների մեկնաբանմանը:

Նոր պատկերացումները հնարավորություն են ընձեռում ճիշտ գնահատել ԲԴ մեթոդի հնարավորությունները և ճշգրտել խնդիրների այն շրջանակը, որոնք լուծվում են այդ մեթոդի միջոցով յուրաքանչյուր կոնկրետ դեպքում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Альпин Л. М. Теория поля. «Недра». М., 1966.
2. Делахей П. Двойной слой и кинетика электродных процессов. «Мир», М., 1967.
3. Краев А. П. Основы геоэлектрики. Госиздат технико-теорет. литературы. М., 1951.
4. Сейфуллин Р. С., Гребеншиков Ю. С., Красников В. И. Поиски золото-сульфидных месторождений в Восточном Забайкалье с применением геофизических методов. Изд. ОНТИ—ВИЭМС, сер. регион. развед. и промысл. геоф. № 28. М., 1969.
5. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. «Недра», Л., 1974.

УДК 552.5

Э. И. КУРГИНЯН, Э. Г. ВАРТАЗАРЯН

К ЛИТОЛОГИИ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ БАСЕЙНА ОЗЕРА СЕВАН

В позднемиоценовое время в область обширного прогибания юга Малого Кавказа [1] была вовлечена также юго-восточная территория Севанского бассейна. В бассейн седиментации поступал терригенный материал в смеси с большим количеством пирокластического. Поэтому нормально-осадочные образования, установленные по разрезу скв. 1 Еранос (рис. 1) и в ряде скважин, пробуренных на вышеназванной территории (скв. 1 Карчахпюр, скв. 2 Мец Мазра), прослаиваются с пирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями. По устному сообщению С. А. Бубикян, отложения с солоноватоводной и пресноводной фауной остракод, вскрытые скв. 1 Еранос, отнесены к средне-верхне-сарматскому возрасту.

Пирокластические породы. Это—серые, зеленовато-серые разности, в которых витрический компонент играет основную роль. Пирокластические породы прослеживаются до глубины 750 м, представлены туфами витрокластическими и аповитрическими.

Туфы витрокластические. Представлены бесцветными осколками вулканического стекла, участками измененного в хлоритовый агрегат. Витрокласты имеют разнообразную форму—рогульков, остроугольных обломков. Размерность их обычно пелитовая. Содержат небольшую примесь лито- и кристаллокластов. Обломки кристаллов состоят, в основном, из плагиоклаза призматического габитуса с полисинтетическим двойникованием, а литокласты—из обломков андезитов, андезито-базальтов, имеющих угловатую, полуокатанную, иногда окатанную форму.

Туфы аповитрические пелитовой размерности—глинизированные туфы. Это—плотные породы разнообразной окраски. Основная масса их представляет собой осколки раскристаллизованного микрозернистого витрического материала с реликтовой непловой структурой. Вулканическое стекло замещено глинистыми минералами гидрослюда-монтмориллонитового состава, иногда с примесью палыгорскита. Частично стекло замещено хлоритом и карбонатом. Имеется небольшая примесь (менее 10%) кристаллокластов-плагиоклаза, амфибола, биотита, кальцита и литокластов—глинистых и эффузивных пород основного состава.

Вулканогенно-осадочные породы прослеживаются до глубины 895 м и относятся, преимущественно, к паратуффитам (содержание осадочного материала более 50%, пирокластического менее 50%), лишь в низах разреза отмечаются прослой ортотуффитов (содержание пирокластического компонента более 50%). Окраска туффитов светло-

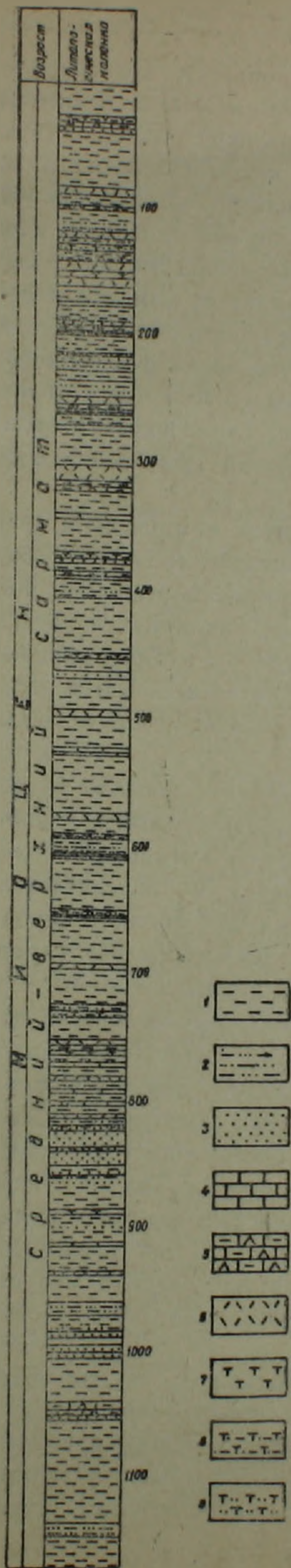


Рис. 1. Разрез скв. 1 Еранос. 1. Глины. 2. Алевролиты. 3. Песчанники. 4. Известняки глинистые. 5. Известняки органогенно-детритовые. 6. Туфы пелитовой размерности. 7. Туффиты пелитовой размерности. 8. Туффиты алевролитовой размерности. 9. Туффиты псаммитовой размерности.

серая, зеленовато-серая, светло-коричневая. По гранулометрическому составу выделены псаммитовые, алевроитовые и пелитовые разности.

Туффиты псаммитовой и алевроитовой размерности состоят из обломочного материала и связующей массы. Обломочный материал в них представлен кристаллокластами—плагиоклазом, единичными зернами кварца, пироксена, амфибола, акцессорных минералов и литокластами—обломками кремнистых и эффузивных пород основного состава. Судя по морфологии зерен кристаллов и характеру изменения литокластов, пирокластическое происхождение имеет часть обломочного материала. Отмечаются цельные и обломанные раковины фораминифер и остракод, выполненные карбонатом. Связующая масса представлена пирокластической—вулканическим стеклом, часто глинизированным и карбонатизированным. Тип цементации смешанный (контактово-поровый), иногда базальный.

В пелитовых туффитах основным компонентом являются тонкие осколки вулканического стекла, замещенные глинисто-карбонатным веществом. В основной массе отмечаются плагиоклаз, роговая обманка обыкновенная, обломки эффузивных, глинистых и карбонатных пород, изредка раскристаллизованная фауна. Из рудных минералов пирит (сидиментационный) образует скопления по всей массе породы.

Осадочные образования представлены терригенными и карбонатными породами.

Терригенные породы по разрезу занимают преобладающее положение и сложены песчаниками, алевролитами и глинами.

Песчаники полимиктовые средне- и крупнозернистые, плохо отсортированные. Сложены они часто свежим полисинтетически sdвойнированным плагиоклазом, обломками эффузивных пород андезитового состава, редко обломков силицита, глинистых пород и гранитоидов. Имеется небольшая примесь амфибола, пироксена, биотита, кварца. Часто встречается хлоритизированное вулканическое стекло до 15%. Цементом служит мелко- и среднезернистый карбонат с примесью глинистого вещества. Тип цементации смешанный (контактово-поровый), иногда контактовый и поровый. Содержание связующей массы достигает 65%. Прослои песчаников часто прослеживаются с глубины 800 м.

Алевролиты образуют редкие прослои, плохо отсортированы (содержат значительную примесь глинистой фракции, меньше—песчаной). Обломочный материал (размер 0,01—0,15 мм) представлен плагиоклазом, единичными зернами вулканического стекла, кварца, биотита, пироксена, амфибола и обломков эффузивных пород. Цемент известково-глинистый.

Глины составляют значительную часть разреза. Это—плотные, в верхах светло-коричневого цвета, далее зеленовато-серые, светло- и темно-серые. Породы плохо отмученные (содержат большую примесь как алевроитовой, так и песчаной фракций), известковистые, сгустковые. Представлены смесью скрытокристаллического карбоната со сгустками глинистого

вещества. Имеется примесь пирокластического материала до 15%. Обломочный материал представлен плагиоклазом, единичными обломками эффузивных и осадочных пород. Отмечаются примазки битуминозного вещества и рудного минерала пирита, реже магнетита и гематита. По данным электронографии и термического анализа, породообразующим минералом является монтмориллонит в ассоциации с гидрослюдой.

Карбонатные породы имеют подчиненное значение и представлены двумя типами — известняки органогенно-детритовые и глинистые.

Известняки органогенно-детритовые. Органика в них представлена раскристаллизованными одно- и многокамерными фораминиферами, цельными и обломанными раковинами остракод; отмечаются спикулы губок, мшанки, водоросли, органогенный шлам. Основная масса породы состоит из смеси скрытокристаллического карбоната и бурой глинистой мути.

Известняки глинистые сгустковые. Состоят из смеси тонкокристаллического карбоната и глинистого вещества. Сгустки состоят из пелитоморфного вещества. Отмечается прослой известняка обломочно-оолитового, глинистого (гл. 725—730 м). Оолиты зачаточные с ядрами и оторочками, иногда комплексные (охватывает несколько зачаточных).

Постседиментационные (катагенетические) преобразования пород выражены в следующих процессах.

Девитрификация. Этот процесс хорошо выражен в туфах и ортотуффитах. Проявляется в хлоритизации и глинизации.

Хлоритизация выражена в слабой степени и проявляется в появлении мелкочешуйчатых агрегатов хлорита. Часто развивается в пелитовых туфах и, обычно, сопутствует процессу глинизации. Иногда хлорит выполняет поры между зернами и образует оторочки.

Глинизация имеет наиболее интенсивное развитие в туфах и выражается появлением тонкочешуйчатых глинистых минералов гидрослюда-монтмориллонитового состава с примесью магнезиального силиката (палыгорскита). Монтмориллонит, как породообразующий минерал, установлен по всему разрезу скважины (по данным электронно-микроскопического и рентгеноструктурного анализа).

Кальцитизация. Проявляется в песчаниках с карбонатным цементом. Кальцит замещает обломочный материал, в основном, зерна плагиоклаза, иногда до полного замещения с сохранением реликтов.

Окремнение. Слабо выраженный процесс и наблюдается в органогенных известняках, проявляется в выполнении кремнием халцедонового состава полостей фораминифер.

Перекристаллизация. Хорошо прослеживается в известняках и выражается в перекристаллизации основной мелкозернистой массы в крупнозернистый агрегат. Перекристаллизация отмечается также в фораминиферовых известняках, где мелкозернистый кальцит внутриполостного материала раковин перекристаллизован в среднезернистый.

Резюмируя вышесказанное, можно отметить следующее:

1. В позднемиоценовое время несомненно влияние вулканизма на процесс седиментации в юго-восточной части бассейна озера Севан, что привело к накоплению пирокластических пород. Последние местами смешивались с осадочным материалом с образованием вулканогенно-осадочных пород с разным соотношением осадочного компонента.

2. По вторичным процессам преобразования пород—хлоритизации, кальцитизации, перекристаллизации, а также по характерной для разреза ассоциации глинистых минералов—гидрослюда-монтмориллонитового состава, можно считать, что породы претерпели этап начального катагенеза [2]. Структурные новообразования, характерные для этапа глубинного катагенеза в отложениях, отсутствуют.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.II.1978.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геология Армянской ССР, том V, Литология. Изд. АН Арм. ССР, 1974.
2. Коссовская А. Г., Шутюв В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы—индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В кн. «Геология, петрография и минералогия осадочных образований», Изд. АН СССР, М., 1963.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.1.74

М. Т. БОЯДЖЯН, О. Б. АФРИКЯН

К ДИАГНОСТИКЕ КАРБОНАТОВ ДОЛОМИТ-АНКЕРИТОВОГО РЯДА

Как известно, диагностика карбонатов, а тем более определение их химического состава сопряжено с определенными трудностями. Путем трудоемких пересчетов полных химических анализов карбонатов могут быть точно установлены различные минеральные формы карбонатов кальция, магния, железа и марганца, но для этого нужно иметь вполне качественные полные химические анализы карбонатов. Предложенные в литературе методика химического и химико-спектрального анализов не всегда осуществимы из-за недостаточности мономинеральной навески (не менее 0,5 г). Термографическая диагностика карбонатов [2, 3], хотя и характеризуется значительной достоверностью, но приемлема в основном для чистых разностей (при наличии навески не менее 0,4—0,5 г), а в изоморфных Са-, Mg-, Fe-, Mn-смесях затруднительна [3]. С успехом применяются при диагностике карбонатов в прозрачных и полированных шлифах цветные пленочные реакции [1, 4, 6, 7] для качественного определения химически чистых кальцита, доломита, анкерита и магнезита. Однако химически чистые разновидности карбонатов в природе встречаются не так часто, а содержание даже незначительных примесей железа и марганца приводит к искажению результатов.

Все это показывает, что применение большинства предложенных методик ограничено в силу тех или иных трудностей и ни одна из них не может претендовать на универсальность.

Предложенная в работе [5] комплексная методика определения химического состава карбонатов из группы кальцита, основанная на определении ряда физических свойств минералов с применением методов математической статистики, позволяет предсказывать состав с значительной точностью.

Нами была предпринята попытка диагностировать и определять содержание главных переменных компонентов—железа и магния в составе карбонатов доломит-анкеритового ряда на основании комплекса данных кристаллооптического, рентгенографического и количественного спектрального анализов.

Диагностировался и определялся состав карбоната доломит-анкеритового ряда из Меградзорского золоторудного месторождения. Он образовался в конце рудного процесса в виде прожилков и прожилковидных образований, секущих все ранее образованные минеральные ассоциации, часто в ассоциации с поздним кварцем. Представлен уплощен-

ными кристаллами ромбоэдрического габитуса желтовато-кремового цвета с совершенной спайностью по ромбоэдру. Показатель преломления $N_p = N_e$, по данным иммерсионных замеров, равен $1,535 \pm 0,002$.

Рентгенографическая характеристика¹ карбоната, представленная в табл. 1, позволила отнести его к доломит-анкеритовому ряду.

Таблица 1

№№ линий	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
1	3	3,68	10	2	1,84	19	4	1,29
2	3	3,19	11	8	1,79	20	4	1,25
3	10	2,88	12	4	1,73	21	5	1,15
4	5	2,40	13	4	1,54	22	6	1,109
5	6	2,19	14	4	1,49	23	6	1,084
6	4	2,05	15	3	1,46	24	4	1,062
7	4	2,02	16	5	1,38	25	3	1,030
8	3	1,98	17	5	1,35	26	3	1,019
9	4	1,88	18	3	1,31			

Содержание железа и магния в карбонате, диагностированном уже на основании кристаллооптического и рентгенографического анализов как анкерит, определялось количественным спектральным анализом из навески весом 30—40 мг.

Предварительным полуколичественным анализом были определены возможные интервалы определяемых концентраций элементов в пробе и установлены оптимальные условия эмиссионного спектрального анализа, обеспечивающие воспроизводимые значения возбуждения спектров. Определялось также приблизительное содержание марганца, которое не превысило 0,3%. Поскольку различия в составе и природе эталонов и исследуемых проб нередко вносят дополнительные погрешности при спектральном анализе, искусственные стандарты, имитирующие состав анализируемой пробы, готовились на основе х. ч. углекислого кальция с добавлением х. ч. окисей железа и магния в различных соотношениях. Таким путем была приготовлена серия эталонов с содержанием железа и магния: 0,625; 1,250; 2,50; 5,00 и 7,00%. Для получения 5%-ой концентрации головного эталона основа— CaCO_3 и соответствующие количества окислов железа и магния перемешивались в лабораторном виброистирателе в течение 7 мин. Последующие эталоны были получены соответствующим разбавлением начального эталона углекислым кальцием до концентрации 0,625%. По такому же принципу был приготовлен крайний эталон серии с 7%-ой концентрацией путем добавления соответствующих количеств окисей железа и магния.

Сравнительное изучение процесса испарения магния и железа из анализируемой пробы и приготовленных эталонов путем изучения кри-

¹ Рентгенографический анализ выполнен в лаборатории Арминпроцветмет Л. Нагапетян на УРС-60.

вых испарения выявило соответствие между выходом в газовое облако дуги анализируемых элементов. Использован метод испарения пробы из углубления нижнего угольного электрода (диаметр—6 мм; глубина—3,5 мм; диаметр канала—4,2 мм); верхним электродом служит заточенный на конус угольный стержень диаметром 6 мм.

Для регистрации спектров использовался спектрограф средней дисперсии ИСП-28 с трехлинзовой системой освещения щели шириной 0,014 мм. Спектрограммы получены на фотопластинках «спектральные ТИП-1», чувствительность 4 ед. ГОСТа, при силе тока 9—11 ампер и экспозиции—до полного испарения пробы.

Анализируемые пробы минерала и эталонов перед сжиганием смешивались с буферным порошком в отношении 1 : 1 и помещались в углубление нижнего угольного электрода.

Оценка концентраций железа и магния при анализе производилась с помощью градуировочных графиков, построенных в координатах: ΔS —(разность почернения линий и близлежащего фона)— $\lg C$ (концентрация в эталоне) (рис. 1).

Плотность почернения линий железа и магния измерялась на микрофотометре МФ-2.

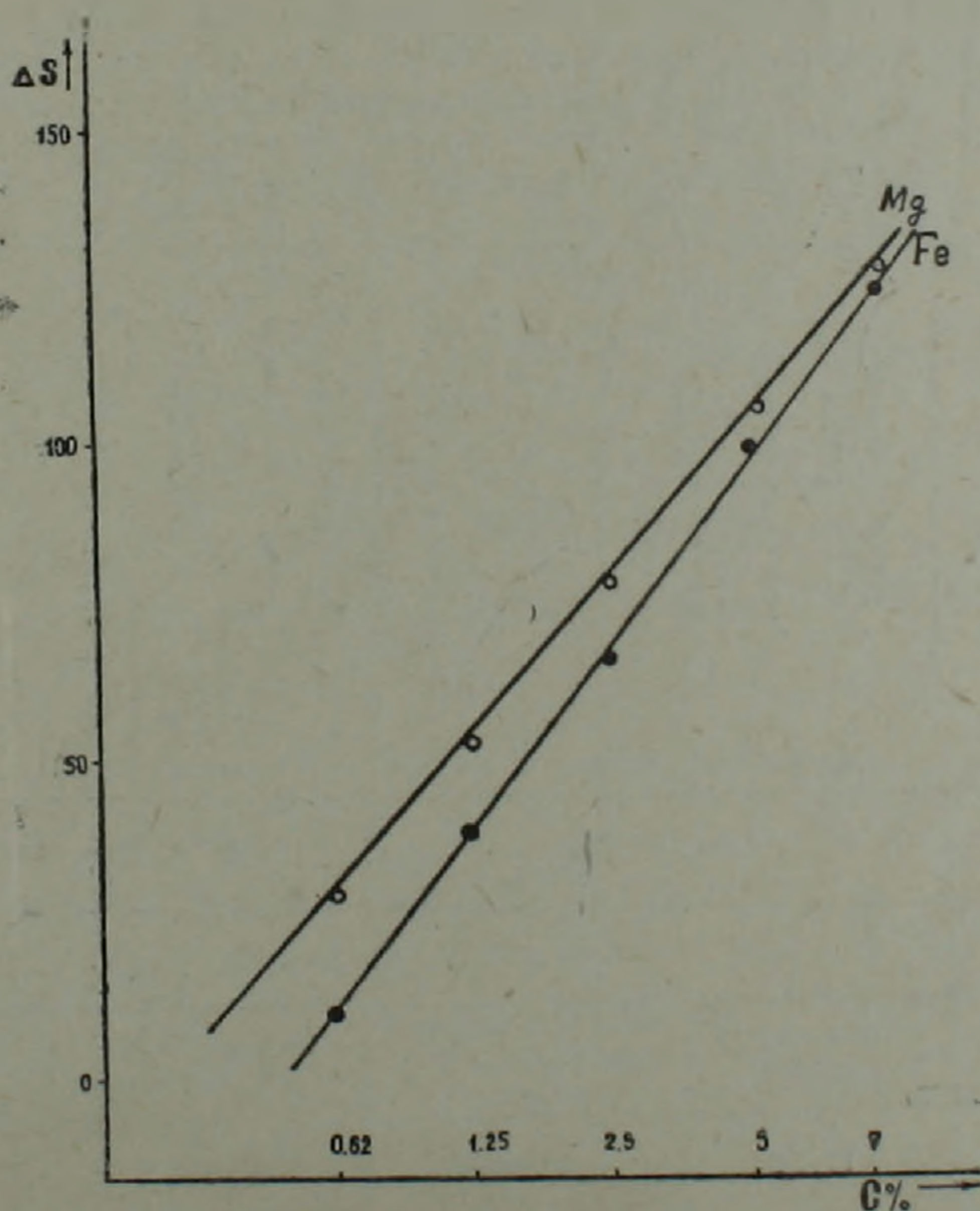


Рис. 1. Градуировочный график для оценки концентраций Fe и Mg; ΔS —разность почернения линий и близлежащего фона; C%—концентрация Fe и Mg в искусственных эталонах.

В таблице 2 приведены результаты количественного спектрального определения магния и железа в исследуемом карбонате с погрешностью 0,55 вес. % для магния и 0,45 вес. % для железа, позволяющей судить о его химическом составе и с уверенностью отнести к анкериту.

Таблица 2

Определяемый элемент	Длина аналитических линий, Å	Интервал определяемой концентрации, %	Содержание в минерале, %	Ошибка воспроизводимости (коэфф. вариации), %
Магний	11 2790,78	0,3—7	5,3	9,70
Железо	1 3016,18	0,3—7	6,5	7,14

Действенность и эффективность предложенной методики была проверена на двух химически анализированных образцах железосодержащих доломитов из Зодского месторождения, любезно предоставленных нам Г. А. Саркисяном. Результаты количественного спектрального, химического и рентгенографического анализов доломитов, приведенные в таблицах 3 и 4, свидетельствуют о сходимости данных и надежности предложенной методики.

Таблица 3

Рентгенограмма доломита¹

№№ линий	J	$\frac{dz}{n}$	№№ линий	J	$\frac{dz}{n}$	№№ линий	J	$\frac{dz}{n}$
1	3	3,16	10	3	1,55	19	3	1,20
2	10	2,86	11	5	1,53	20	5	1,167
3	4	2,65	12	3	1,44	21	2	1,142
4	3	2,53	13	3	1,42	22	4	1,121
5	4	2,38	14	5	1,38	23	5	1,110
6	5	2,17	15	4	1,32	24	4	1,090
7	5	2,01	16	2 (3)	1,29	25	3	1,062
8	3	1,81	17	4	1,26			
9	8	1,77	18	5	1,23			

Таблица 4

Содержание магния и железа в доломитах

Определяемый элемент	Обр. 25/404		Обр. 1189	
	Содержание по данным, (%)			
	химического анализа	количественного спектрального анализа	химического анализа	количественного спектрального анализа
Магний	11,52	больше 7	12,77	больше 7
Железо	2,79	2,50	1,04	1,0

¹ Рентгенограммы образцов №№ 25/404 и 1189 идентичны.

Таким образом, на основании комплексных исследований кристаллооптических и рентгенографических характеристик, а также данных количественного спектрального анализа можно с достаточной достоверностью диагностировать и определять состав карбонатов доломит-анкеритового ряда в минимальных мономинеральных навесках.

Армянский научно-исследовательский и
проектный институт цветной металлургии

Поступила 31 III.1977.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Глуценко А. А., Инъшин Е. Д. К методике определения карбонатов в породах Ленского золотоносного района (на примере участка Сухой Лог). «Научн. тр. Иркутского НИИ редк. и цветн. мет.», вып. 22, 1971.
2. Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всес. мин. о-ва, сер. 11, ч. 90, 1961.
3. Комиссаров П. Е., Чернова Н. И. Терморентгенографическая диагностика карбонатов группы сидерита. «Сб. кратк. сообщений по минералогии и геохимии за 1968 г.», вып. 1, М., 1970.
4. Логвиненко Н. В., Заболотная Н. К. Диагностика карбонатных минералов методом окрашивания. «Зап. Всес. мин. о-ва», сер. 11, вып. 3, 1954.
5. Николаева Л. С., Тимохина И. В. Определение химического состава карбонатов по комплексу их физических свойств с помощью методов математической статистики. «Докл. АН СССР», 203, № 6, 1972.
6. Теодорович Г. И., Меламедова В. С., Писаренко И. А. К методике диагностического окрашивания железо-магnezиальных карбонатов. «Изв. высш. учебн. завед.», «Геол. и разведка», 1959.
7. Штеренберг Л. Е. К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания. «Литол. и полезн. ископ.», № 2, 1965.

УДК 553.641

П. В. ШАТВОРЯН

ВЛИЯНИЕ АРМЯНСКОЙ ФОСФОРИТНОЙ МУКИ НА
ПРОДУКТИВНОСТЬ АЛЬПИЙСКИХ ЛУГОВ

В 1963—1964 годах изыскательная геологическая партия Геологического Управления при Совете Министров Армянской ССР обнаружила залежи фосфоритов, запасы которых в Араратском месторождении составляют около 3 млн. тонн. Фосфориты в залежах представлены тремя типами: пластового, с содержанием P_2O_5 —19,95%; зернистого, с содержанием P_2O_5 —12,34% и желвакового, содержанием P_2O_5 —3,45%.

По предложению Геологического Управления Армянской ССР, на договорных началах рядом научно-исследовательских институтов Министерства сельского хозяйства Армянской ССР изучалось действие указанных фосфоритов на урожай сельскохозяйственных культур.

Отделом технологии сенокосно-пастбищного кормопроизводства Армянского научно-исследовательского института животноводства и ветеринарии изучалось действие фосфоритов на продуктивность природных кормовых угодий в условиях трех основных поясов гор.

В лугостепном поясе (рН солевой вытяжки почвы 6,10—6,30) испытание фосфоритной муки пластового и желвакового типов на широко распространенном типе луга с дантонией чашечной не дало достоверной прибавки урожая.

В субальпийском поясе (рН солевой вытяжки 5,1—4,85) испытание фосфоритной муки пластового и зернистого типов на двух наиболее широко распространенных типах луга с ветреницей пучковатой и костром пестрым также не дало положительного результата.

В альпийском поясе на лугах с осокой печальной испытывалось действие фосфоритной муки пластового и зернистого типов. Фосфоритная мука желвакового типа не испытывалась ввиду незначительного содержания в ней P_2O_5 .

Луга альпийского пояса занимают около 13% общей площади пастбищ республики.

Климат альпийского пояса суровый, весна скоротечная, зима длится 7—8 месяцев. Количество атмосферных осадков—1000—1100 мм. Почвы горно-луговые, которые сформировались в условиях низких температур и короткого лета. В этих условиях растительные остатки разлагаются медленно, и создаются условия для формирования зерна и торфяных слоев. Почвы кислые (рН солевой вытяжки 3,76—4,12), богаты гумусом и другими питательными веществами, но они находятся в сравнительно малодоступных для растений соединениях, поэтому растения на этих почвах очень отзывчивы на внесение минеральных удобрений.

Ценозы с осокой печальной распространены на пологих склонах и на высоких элементах рельефа с богатой гумусом почвах. Осока печальная, почти всегда произрастает совместно с овсяницей овечьей, где они образуют плотные, оторванные друг от друга дернинки.

По данным А. К. Магакяна, Е. С. Казаряна, Ш. М. Агабабяна, ассоциации с осокой печальной в Армянской ССР распространены на всех альпийских лугах.

Этот тип лугов флористически не богат. Бобовых растений почти нет. Основными растениями здесь являются осока печальная, овсяница овечья, костер аджарский, одуванчик стевени, подорожник скальный, бодяк бесстебельный и др.

Опыт проводился 3 года. В течение 2-х лет ежегодно вносились удобрения, и один год изучалось их последствие. В качестве фосфоритного удобрения испытывались—нерудное полезное ископаемое «Армянская фосфоритная мука» Араратского месторождения, однократного помола без обогащения пластового и зернистого типов и 18,5% суперфосфата. Удобрения вносились из расчета действующего начала, весной поверхностно. Величина опытных деланок 10 кв. м., повторность 4-х кратная.

Результаты исследования

Изучение действия фосфоритной муки Араратского месторождения—пластового и зернистого типов на травостой в Альпийском поясе, где почвы обладают кислой реакцией показало, что они обеспечивают достаточное повышение урожая луга.

Как показывают данные таблицы 1, прибавка урожая в сумме за 2 года действия и 1 года последствия от 45 кг/га P_2O_5 суперфосфата соста-

Таблица 1.

Влияние армянской фосфоритной муки на урожай сена в ц/га

Варианты опыта	Весенние удобрения				Послед- ствие		В средн. за 3 г.		Прибавка за 3 года	Груп. состав в %		
	1967		1968		1969		сено	прибавка к фону		1969		
	сено	прибавка к фону	сено	прибавка к фону	сено	прибавка к фону				злаки	осока	разнограв.
Контроль	10,0	—	7,7	—	16,0	—	11,6	—	—	40,5	45,2	14,3
N ₆₀ K ₆₀ (фон)	15,9	—	11,2	—	19,7	—	15,6	—	—	56,3	33,9	9,8
Фон+суп. фосф.—45 кг/га	19,4	3,5	24,3	13,3	25,5	5,9	23,1	7,5	22,7	50,5	36,5	13,0
Фон+фос. мука зерн.— 90 кг/га	20,1	4,2	16,6	5,4	23,7	4,0	20,1	4,5	13,6	52,7	36,9	11,1
Фон+фос. мука пласт.— 90 кг/га	21,0	5,1	19,4	8,5	24,2	4,5	21,6	6,0	18,1	50,2	37,0	12,8

вила—22,7 г/га, от 90 кг/га P_2O_5 фосфоритной муки пластового типа—13,6 ц/га, а от фосфоритной муки зернистого типа—18; 1 ц/га.

На 1 кг P_2O_5 фосфоритной муки пластового типа получается 7,6 кг сена, а от зернистого—10,0 кг. Значительные изменения наблюдаются и в групповом составе травостоя (таблица 1): увеличивается содержание злаков за счет осоки и разнотравья.

Под влиянием удобрений улучшается и химический состав сена, значительно повышается его питательная ценность (таблица 2).

Таблица 2.

Химический состав в % абсолютно сухого вещества

Варианты опыта	Зола	Протеин	Клетчатка	P_{205}	K_{20}	CaO	MgO
Контроль	8,34	9,03	27,94	0,18	1,19	1,19	0,48
$N_{40}K_{40}$ (фон)	7,93	9,29	32,15	0,20	1,32	1,10	0,52
Фон+ P_2O_5 —45 кг. суперфос.	8,41	10,60	29,35	0,37	1,26	1,28	0,63
Фон+ P_2O_5 —90 кг/га, фос. му- ка пластовая	7,50	9,90	30,15	0,25	1,21	1,25	0,59
Фон+ P_2O_5 —90 кг/га, фос. му- ка зернистая	7,66	9,63	29,96	0,24	10,4	1,33	0,57

По сравнению с фоном содержание протеина возрастает на 0,34—0,61%. Возрастает также содержание фосфора, кальция и магния. По сравнению с фоном содержание клетчатки уменьшается на 1,85—2,0%.

Полученные в течение трех лет данные по увеличению урожая и улучшению ботанического и химического состава сена приводят к выводу, что на альпийских лугах с осокой печальной фосфоритная мука пластового и зернистого типов Араратского месторождения однократного помола, без обогашения могут быть применены как фосфорные удобрения.

Арм. НИИЖив

Поступила 17.VI.1977.

УДК 551.14

РЕЦЕНЗИЯ

Г. К. ГАБРИЕЛЯН

ОРИГИНАЛЬНАЯ ГИПОТЕЗА О ДРЕНАЖНОЙ ОБОЛОЧКЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Роль воды в геологических и физико-географических явлениях общеизвестна и не вызывает никакого сомнения. Однако по новой гипотезе С. М. Григорьева [1, 2, 3, 4] воде приписывается принципиально новая роль в жизни нашей планеты. Она оказывается организатором современной земной коры, сфер в глубине Земли, многих геологических процессов—вулканизма, сейсмических явлений, образования океанов и континентов, океанических хребтов, хребтов на суше. Под воздействием воды образованы граниты и базальты, поверхности Мохоровичича и Конрада, с водой связана асимметричность Луны и Марса, образование грандиозных кратеров на Луне и Марсе, земной магнетизм и много других явлений.

О глубинном строении Земли наши знания пока очень ограничены, очень мало фактического материала в этой области. Поэтому имеются противоречивые, порою противоположные концепции о глубинном строении Земли. Например, одни считают, что Земля увеличивается в объеме, другие—наоборот; или другой пример—ряд ученых полагает, что происходит охлаждение Земли, другие—наоборот и др. Наука о строении земной коры и Земли в целом находится еще в стадии становления и не странно, что возникают гипотезы, основанные на логическом мышлении.

Сущность новой гипотезы в упрощенной форме следующая: Земля первоначально была холодной и разогрев начался с центра, вследствие чего вода постепенно поднялась к поверхности Земли. На глубине земной коры существует дренажная оболочка. В континентальной части коры она расположена между поверхностями Мохоровичича и Конрада. Вода под гидростатическим давлением стремится вниз, достигает поверхности Мохоровичича имея температуру 400—450° (критическая температура водных растворов), здесь она испаряется, поднимается вверх и, достигая поверхности Конрада, при температуре 374° (критическая температура чистой воды) конденсируется, опять спускается вниз. Вследствие этой бесконечной циркуляции происходит изменение горных пород: водные растворы, спускающиеся к изотермической поверхности 450°, т. е. поверхности Мохоровичича (или Мохо), разделяющей земную кору от мантии, выщелачивают железо, марганец, кальций, титан и др. элементы. Но при испарении все эти элементы выпадают из раствора, поэтому ниже поверхности Мохо плотность мантии резко уве-

личивается. Надкритический пар, поднимаясь вверх к изотермической поверхности 374° (поверхность Конрада), с собой несет кремнекислоту, которая хорошо растворяется в надкритическом паре. Достигая поверхности Конрада, пар конденсируется, а кремнекислота кристаллизуется и обогащает породы кремнекислотой. Таким образом, в континентах у поверхности Конрада породы обогащаются кремнекислотой и обедняются железом, магнием, кальцием, титаном и др. компонентами, происходит гранитизация пород, а ниже поверхности Конрада, до поверхности Мохо породы превращаются в более плотные базальты.

Однако циркуляция этим не ограничивается. Под гидростатическим давлением вода из континентальной коры, по поверхности Мохо перемещается к океанической коре и, поднимаясь вверх, выходит на дно океана. Этому процессу сильно способствует приливная волна в земной коре, имеющая всасывающую роль. Ежегодно из континентальной коры через океаническую кору в мировой океан перемещается 150 куб. км воды.

Одним из краеугольных камней гипотезы является круговорот веществ коры. Континенты и горные страны непрерывно денудированы и весь смытый материал аккумулируется на дне океана—12 куб. км в год. Кора суши облегчаясь всплывает, высоты гор увеличиваются, вследствие чего гидростатическое давление воды в этой коре также увеличивается и она проникает глубже, охлаждает мантию, поэтому в горных странах толщина земной коры иногда достигает 60—70 км. Выходит, что в процессе всплытия базальтовая кора глубоких слоев, проходя через поверхность Конрада, выщелачивается и, обогащаясь кремнекислотой, превращается в гранит, и чем быстрее всплытие, тем толще кора континентов.

На дне океана происходит иной процесс. Вследствие осадкообразования океаническая кора становится тяжелее, происходит ее погружение. Из-под коры континентов часть водных растворов под гидростатическим давлением направляется под океаническую кору по поверхности Мохо и, поднимаясь вверх, поступает в океан. По мере уменьшения температуры из водных растворов выделяется ряд компонентов (железо, марганец, титан и др.) и обогащает океаническую кору, которая становится тяжелее. Поэтому океаническая кора имеет базальтовый состав, где сравнительно мало кремнекислоты. Таким образом, в отличие от континентальной коры, в океанической коре происходит только восходящее движение водных растворов. При переходе из континентальной коры в океаническую вода переносит огромное количество тепла, благодаря чему при погружении тяжелая океаническая кора на небольшой глубине переходит в мантию, поэтому океаническая кора в 5—7 раз тоньше континентальной коры.

Согласно гипотезе существует круговорот веществ между континентальной и океанической корами. Эта идея не новая, она выдвинута еще в 1889 году Даттоном [5]. Но здесь она получила новое толкование. Океаническая кора беспрерывно погружается, ниже поверхности Мохо-

ровнича переходит в материал мантии и подтекает под континенты, где происходит всплытие и круговорот замыкается.

По мнению автора, дренажная оболочка первоначально образовалась в ядре Земли, затем по мере разогрева она стала медленно подниматься, унося с собой все радиоактивные вещества, которые впоследствии были сконцентрированы в гранитах континентальной коры.

Одним из основных достоинств гипотезы, на наш взгляд, является ее стройность. Она охватывает весьма широкий круг вопросов астрофизики, геофизики, геохимии, геотектоники, вулканологии, сейсмологии, геомагнетизма, геологии, геоморфологии, гидрологии, гидрогеологии, мерзлотоведения, энергетики и других наук и ее автор сумел построить такую стройную гипотезу, которая отвечает на ряд вопросов, которые раньше не имели убедительного ответа. Важной особенностью нового представления является то, что оно позволяет с единых позиций понять множество, казалось бы, не связанных между собой явлений.

Другим достоинством является то, что гипотеза подкреплена экспериментальными данными, балансовыми расчетами, делающими ее убедительной.

Теперь вкратце в упрощенной форме приведем основные положения гипотезы о дренажной оболочке Земли.

1. Почему континентальная кора в 5—7 раз толще океанической? Этот вопрос до сих пор не находил разрешения. Теория изостазии не могла дать исчерпывающего ответа. Плотность пород континентов мало отличается от плотности пород океанической коры, между тем толщина суши, в частности горных стран, в 5—7 и даже 10 раз превышает толщину океанической коры. Согласно новой гипотезе наличие дренажной оболочки охлаждает корни гор и чем больше они всплывают, тем интенсивнее охлаждается их основание, и поверхность Мохоровичича спускается внутрь мантии. Эта точка зрения совершенно нова и заслуживает серьезного внимания.

2. Образование гранитов. Процесс образования гранитов—гранитизация является одной из загадок природы, которой посвящена обширная литература. Однако до сих пор еще нет убедительного ответа на вопрос: почему в океанической коре нет гранитов? Нам представляется, что гипотеза о дренажной оболочке проливает свет на генезис гранитов. Согласно гипотезе убедительной становится метаморфизация базальтов в граниты под воздействием дренажной оболочки только в условиях континентальной коры, когда тяжелые элементы выщелачиваются водными растворами с температурой выше 374° , а обогащаются кремнекислотой паровыми растворами воды, где несравненно лучше растворяется кремнекислота, что доказывает автор экспериментами. В океанической коре нет соответствующей циркуляции дренажной оболочки, там существует только восходящее движение горячих растворов и там образуются только базальты.

Вынос кремния с надкритическим паром, проникающим сквозь толщу базальтов к поверхности Конрада, происходит также вследствие вы-

сокой летучести не только кремнезема, но и силикатов натрия и калия. Этим объясняется также высокое содержание кремния в гранитах и низкое содержание щелочей, особенно калия в базальтах и, наоборот, высокое содержание их в гранитах. Хлористый калий попадает в воду океанов в незначительных по сравнению с хлористым натрием количествах потому, что калий в процессе циркуляции воды дренажной оболочки задерживается именно в гранитах, входя в состав наименее растворимых калиевых полевых шпатов и вытесняя из породы натрий и кальций.

3. Круговорот веществ. Автор показывает, что за 10 млн лет вся суша могла быть денудирована, однако континенты и горные хребты существуют миллиарды лет. Куда девается денудированный и отложенный на дне океанов материал? Ответ на этот вопрос довольно убедительный. В толще коры океанов эти породы, погружаясь и преобразуясь под воздействием восходящих растворов воды, обогащаются рядом компонентов, превращаются в базальты. Затем, еще больше погружаясь под поверхность Мохо, перетекают под материки с тем, чтобы восполнить недостаток материи при всплытии континентов и горных стран.

Состояние вещества верхней мантии и процесс подтекания его под материки—весьма запутанная область в познании Земли. Тем не менее ныне многими исследователями доказано существование подкоровых струй с остаточным магнетизмом. Переход твердого вещества верхней мантии в жидкое, подвижное состояние, по мнению автора, происходит не только потому, что оно перегрето выше температуры его плавления, но и потому, что оно под высоким давлением и при температурах выше 500°C хорошо растворяет воду. В этом случае снижение давления приведет к резкому уменьшению растворимости воды, к вспучиванию вещества мантии и подъему его к жерлу вулкана.

4. До сих пор спорным и неясным является радиоактивность гранитов. Почему в глубинах земных недр нет радиоактивных веществ, почему они сконцентрированы именно в гранитах? Нам кажется, схема образования дренажной оболочки Земли, миграция этой оболочки из ядра к земной поверхности проливает свет на миграцию радиоактивных веществ.

5. Происхождение гидросферы, как результат круговорота дренажной оболочки. Автор показывает, что мировой океан образован в результате того, что из недр Земли в процессе ее разогрева вся вода вместе с дренажной оболочкой вышла на поверхность, причем существует четкое соотношение между океаном и сушей и это соотношение в течение геологического времени жизни Земли осталось постоянным.

6. Концентрация железа и марганца на дне океана. До сих пор весьма загадочным является образование железомарганцевых конкреций на дне океанов. Предложено много гипотез по этому поводу, однако ни одна из них не может обосновать выделение железа и марганца из морской воды.

Нам кажется, что гипотеза о дренажной оболочке указывает наиболее вероятную схему образования конкреций указанных элементов.

Согласно гипотезе $150 \cdot 10^9$ куб. м воды через коры суши ежегодно переходят в кору океана, затем восходящими потоками поступают в океан, пополняя его солевой состав. В глубоких слоях коры вода растворяет как железо, так и марганец и эти элементы выпадают из раствора при выходе вод непосредственно в океан.

7. Роль солнечной энергии в энергетическом балансе земной коры. Автор довольно убедительно показывает, что в общем круговороте веществ земной коры между океаном и сушей солнечная энергия участвует самым активным образом. Осадочные породы содержат примерно 1% органического вещества. Это значит, что в 1 куб. км пород содержится примерно 20 млн. т органического вещества, что по теплотворности соответствует $п. \cdot 10^{24}$ эрг и в 100 раз больше, чем тратится при среднем извержении. Следовательно, с точки зрения мощности источника энергии, радиоактивные вещества мало подходят для объяснения таких локальных явлений энергии, какими являются вулканические извержения. Больше с количественной стороны удовлетворяют этому требованию органические вещества, особенно его газообразные разновидности. Энергия солнца в виде органических веществ проникает до самой мантии, разогревает нижние слои океанической коры, благодаря чему на дне океана вулканы насчитываются сотнями тысяч; эта же энергия участвует в образовании нефти и газа.

Далее, при каолинизации и образовании глинистых минералов поглощается солнечная энергия. Тепло, поглощенное на поверхности земной коры, при разложении сложных соединений на окислы должно выделяться в недрах при высоких давлениях и температурах. Если такие процессы действительно имеют место, то солнечная энергия достигает самой мантии.

Таким образом, постоянство выделения энергии в недрах земной коры из органического вещества и глинистых минералов определяется темпами эрозии материков, т. е. темпами круговорота твердого вещества, которые в свою очередь зависят от солнечной постоянной.

8. Проблема углекислого газа. Балансовые расчеты показывают, что существующий в воздухе углекислый газ совершенно недостаточен для создания жизни на Земле и необходим дополнительный его источник. Долго этот вопрос не мог найти достоверного ответа. Гипотеза дренажной оболочки показывает как восходящими токами в коре океана углекислота поднимается в океан, а оттуда в воздух.

9. Дренажная оболочка и землетрясения. Автор гипотезы образование землетрясений и всяких деформаций земной коры связывает с выщелачиванием химических элементов в дренажной оболочке, вследствие чего пласты обрушиваются, оседают, деформируются. Землетрясений не бывает там, где дренажная оболочка плохо действует. Показывает, что в Антарктиде нет землетрясений потому, что материк покрыт льдом, вертикальная циркуляция воды ничтожная, комбинат дренажной оболочки плохо работает, нет выщелачивания и нет деформаций в глубине земной коры.

10. Асимметрия небесных тел. Весьма оригинальным образом автор объясняет асимметрию Земли, Луны, Марса. Он показывает, что соотношение воды и суши на Земле не случайно. Это отношение 2,42 и точно отражает отношение плотности пород суши к плотности морской воды. Материки всплывают до тех пор, пока сохраняется это соотношение. В процессе перемещения тепла и массы в круговороте вещества и в круговороте глубинных вод это соотношение строго поддерживается.

Весьма интересным является новая точка зрения об образовании вулканов на Земле, Марсе, Луне, земного магнетизма и очень многих других вопросов. Автор заключает, что Венера и Меркурий не имеют магнитного поля ввиду отсутствия дренажной оболочки.

Очень ценной является практическая сторона гипотезы. Использование геотермической энергии дренажной оболочки, водных растворов с целью получения различного сырья. При подтверждении дренажной оболочки мы получим неисчерпаемый источник энергии и минерального сырья, что коренным образом изменит современный энергетический и сырьевой балансы народного хозяйства.

Есть-ли уязвимые места в гипотезе С. М. Григорьева? Безусловно есть. Есть много вопросов, на которые гипотеза дает поверхностный, неубедительный ответ. Это потому, что гипотеза затрагивает очень большой круг вопросов и пока мало фактического материала для обоснования различных положений. Нет сомнений, что развитие науки со временем даст исчерпывающий ответ на те вопросы, которые пока открыты.

Гипотеза С. М. Григорьева о дренажной оболочке земной коры принципиально новая, она проливает свет на строение и развитие земной коры. Дальнейшая обработка отдельных деталей сделает ее стройной теорией.

Ереванский государственный
университет

Поступила 23.V.1978.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Григорьев С. М. К вопросу о процессах образования поверхности Мохоровичича. В кн. «Строение и физика глубинных недр Западного региона СССР». Минск, 1969.
2. Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры. В кн. «Пути познания Земли». М., 1970.
3. Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры. «Недра», М., 1971.
4. Григорьев С. и Емцев М. Скульптор лика земного. «Мысль», М., 1977.
5. Dutton C. E. On some of the greater problems of physical geology. Bull. Phil. Soc., Wash., vol. XI, 1892.