

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



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

ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԴԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-
սարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.
Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Դուլյան, երկրա-հանք. գիտ.
թեկն. Ռ. Տ. Միրիժանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ա. Ռոս-
տոմովա (պատասխանատու բարձրագույն), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ա. Ֆա-
րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

Խմբագրություն հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24 ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1984

Բ Ա Վ Ա Ն Դ Ս . Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան. Լյավի մակընթացային գործոնի մեծ փոփոխակոթյունները որպես երկրաշարժի հնարավոր նախագուշակ	3
Ռ. Լ. Մելիքյան, Ռ. Հ. Խոբեկյան, Զ. Հ. Չիրուխչյան. Հայկական ՍՍՀ տոնալիտային ֆորմացիայի ապարների առաջացման ջերմաճնշումային սխեմաների հարցի շուրջ	14
Ա. Հ. Կոչոյան, Ա. Ս. Մկրտչյան. Հայկական ՍՍՀ բազմամետաղային հանքավայրերի տիպամորֆ միներալային ասոցիացիաները	23
Կ. Ա. Քարամյան, Վ. Ի. Լուցենկո, Ի. Վ. Լուցենկո. Հանքավայրի ընդերքում բնական տարրերի հառաքերական կախվածության որոշումը անհամասեռության տեսու- թյան մեթոդներով	33

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ռ. Ա. Մանդալյան. Բազումի լեռնաշղթայի խորշրյա կրաքարերի վերաբերյալ	46
Վ. Ռ. Բոյնագրյան, Տ. Գ. Բոյնագրյան, Ա. Ա. Գասպարյան, Մ. Ա. Մխիթարյան. Աղստև գետի միջին հոսանքի ավազանի լանջերի փոխարեն ստվածքների մեխանիկական կազմը որպես սահմանի նկատմամբ նրանց հակվածության ցուցանիշ	51
Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ա. Մ. Բուսուկ, Ռ. Խ. Ղուկասյան. Սեծ Կովկասի Բեչասիի գոտու բյուրեղային թերթաքարերի հասակի վերաբերյալ ըստ Rb—Sr և K—Ar մեթոդ- ների տվյալների	55
Ա. Ս. Կարախանյան, Գ. Ս. Գասպարյան. Պալեոսեյսմոլոգիական մեթոդը և Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում նրա կիրառման նախադրյալները	61
Վ. Գ. Գրիգորյան. Տեղաշարժերի ամենամեծ ամպլիտուդաների տեսանկյնի պարբերու- թյուններն ուժեղ երկրաշարժերի ժամանակ	68
Ֆ. Մ. Ֆիզսնյան, Վ. Ս. Գասպարյան, Գ. Ս. Բաղդալյան. Գրավիմետրով ստորգետնյա շախումների ժամանակ վերգետնյա մակերևույթի ուղիղ համար ուղղում մըտ- ցրելու հարցի շուրջ	72
Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Ա. Հ. Սիմոնյան. Տեկտոնամոզնիսական էֆեկտը գնահատելիս երկրորդական էֆեկտների առանձնացման հնարավորության վերաբերյալ	79
Ս. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Ռ. Նազարեթյան, Հ. Ս. Իսակովը աշխարհագրագետ ու քար- տեղագիր	83
Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի գիտություններ երկրի մասին տեղեկագրի XXXVII հատորի բովանդակությունը	90



СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян. Большие вариации приливного фактора Лява как возможный предвестник землетрясения	3
Р. Л. Мелконян, Р. А. Хорснян, З. О. Чибухчян. К вопросу о термобарических условиях образования пород тоналитовой формации Армянской ССР	14
А. А. Коджоян, С. С. Мкртчян. Типоморфные минеральные ассоциации в полиметаллических месторождениях Армянской ССР	23
К. А. Карамян, В. И. Луценко, И. В. Луценко. Определение относительной зависимости химических элементов в недрах месторождения методами теории неоднородности	33

Краткие сообщения

Р. А. Мандалян. О глубоководных известняках Базумского хребта	46
В. Р. Бойнагрян, Т. Г. Бойнагрян, А. А. Гаспарян, М. А. Мхитарян. Механический состав склоновых рыхлых отложений бассейна среднего течения р. Агстев как показатель при предрасположенности к оползанию	51
Г. П. Багдасарян, А. М. Борсук, Р. Х. Гукасян. О возрасте кристаллических сланцев Бечасынской зоны Большого Кавказа по данным Rb—Sr и K—Ar методов	55
А. С. Караханян, Г. С. Гаспарян. Палеосейсмогеологический метод и предпосылки его применения на территории Армянской ССР	61
В. Г. Григорян. Видимые периоды максимальных амплитуд смещений при сильных землетрясениях	68
Ф. М. Фиданян, В. С. Гаспарян, Г. С. Бадалян. К вопросу о введении поправок за влияние рельефа дневной поверхности на подземные измерения с гравиметром	72
С. Р. Оганесян, А. О. Симонян. О возможности выделения вторичных эффектов при оценке тектономагнитного эффекта	79
А. Б. Багдасарян, Д. Р. Назаретян, И. С. Исаков—географ и картограф	83
Содержание XXXVII тома «Известий Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле»	90

УДК: 550.344.55

А. Т. АСЛАНЯН

БОЛЬШИЕ ВАРИАЦИИ ПРИЛИВНОГО ФАКТОРА ЛЯВА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ПРЕДВЕСТНИК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Эффект падения отношения скорости распространения продольных волн к скорости поперечных волн (V_p/V_s) перед главным сейсмическим толчком рассматривается в новейшей литературе как предвестник землетрясения. В ранних работах автора (1976 и др.) было показано, что (V_p/V_s) коррелирует с приливными числами Лява h и k и коэффициентом Пуассона ν в виде зависимости $2 V_s^2/V_p^2 = 1 + k - h = \gamma = (1 - 2\nu)/(1 - \nu)$.

Рекомендуется изучить возможность использования данных землеприливных станций о ходе изменений V_p/V_s для целей сейсмического прогноза.

Приливные изменения ускорения силы тяжести, угла отвесной линии, тангенциальные перемещения земной коры и деформации литосферных масс, обусловленные периодическими изменениями положения Луны и Солнца относительно Земли, являются важным источником информации о характере изменения плотности, твердости и сжимаемости вещества земных недр. При этом лунно-солнечные приливы считаются привилегированным феноменом ввиду достоверности как периода действия, так и величины деформирующей силы.

Изучение эффектов приливного взаимодействия в системе Земля-Луна-Солнце основано на сравнении амплитуд и фаз между соответствующими гармониками наблюдаемых (инструментально документированных) приливов и гармониками теоретически конструируемых расчетных приливов. Отношение амплитуд для сравниваемых гармоник служит мерой упругости, а разность фаз—мерой отклонения от идеальной упругости среды, подверженной воздействию приливов.

Первые расчеты приливов были выполнены на основе предположенной И. Ньютоном статистической теории, в которой в каждый данный момент времени равновесное положение зеркала спокойного океана рассматривается как эквипотенциальная поверхность, описываемая уравнением

$$\Phi + W - \frac{1}{2} \omega^2 x^2 = \text{const}, \quad (1)$$

где Φ —гравитационный потенциал, W —приливообразующий или возмущающий потенциал, ω —угловая (переносная) скорость вращения Земли, а x —расстояние исследуемой точки от оси вращения Земли.

Приливообразующий потенциал Луны, определяемый сферической гармоникой второго рода, имеет вид

$$W_2 = \frac{GmR^2}{2c^3} (3 \cos^2 z_0 - 1), \quad (2)$$

где G —гравитационная постоянная, m —масса Луны, R —средний радиус Земли, s —расстояние между центрами масс Земли и Луны, z_0 —угол между прямой s и радиусом-вектором точки, для которой определяется возмущение (отклонение отвеса).

В отличие от реальной теории, статическая теория не в состоянии учитывать эффект от собственных колебаний океана, когда периоды их близки к периоду действия приливообразующих сил и возможны резонансные явления.

Связанные с приливом эффекты для реальной Земли сопоставляются с таковыми для модели абсолютно твердой неупругой Земли.

Для оценки этих эффектов А. Ляв (Love, 1909, 1911) и позднее другие исследователи использовали следующие характеристики:

а) Отклонение эквипотенциальной поверхности по радиусу для твердой Земли $\Delta r = W_2/g$, для реально-деформируемой Земли $\Delta r = h W_2/g$ и соответственно изменение потенциала

$$W'_2 = g \Delta r = h W_2, \quad (3)$$

где W_2 —уменьшение потенциала Земли в точке наблюдения, вследствие ее радиального смещения, а g —ускорение силы тяжести;

б) изменение потенциала в точке наблюдения, вследствие перераспределения масс, обусловленного приливной деформацией

$$W'_2 = k W_2, \quad (4)$$

где k —безразмерная величина, определяющая упругие свойства среды;

в) изменение общего значения возмущающего потенциала Земли

$$\Delta \Phi = W_2 [1 - (h - k)] = W_2 \gamma; \quad (5)$$

г) изменение силы тяжести

$$\delta = 1 + h - \frac{3}{2} k, \quad (6)$$

рассматриваемое как отношение наблюдаемых и теоретически вычисленных амплитуд приливной вариации силы тяжести;

д) полярное сжатие на расстоянии r от центра планеты под влиянием приливов на величину

$$\epsilon = \sqrt{\frac{3 G m h R}{g r^3}} \quad (7)$$

при значении $g = 4 \pi G R \rho / 3$;

е) наклон земной поверхности

$$i = \frac{1}{2} \epsilon^2 \sin 2 \theta. \quad (8)$$

При исследовании приливных явлений используют также число l (число Ламберта-Шиды), которое представляет отношение горизонтального смещения приливом в пункте наблюдения на реальной Земле к такому же смещению при равновесном океаническом приливе на абсолютно твердой Земле; в последнем случае смещение равняется произведе-

нию радиуса Земли на отклонение отвеса, вызванное прямым приливным потенциалом.

Связь между уклонением отвесной линии относительно земной оси и числом l определяется в меридиане выражением

$$i = (1 + k - l) \cdot \frac{1}{Rg} \frac{\partial W_2}{\partial \theta} = \Lambda \cdot \frac{1}{Rg} \frac{\partial W_2}{\partial \theta}, \quad (9)$$

где θ — полярное расстояние (коширота) точки наблюдения.

Для модели однородной Земли, как показал впервые Кельвин, $h=5/6$, $k=5/12$, $\gamma=2/3$; для модели абсолютно твердой Земли $h=k=l=0$, $\gamma=1$. Для идеально упругой однородной несжимаемой сферы Кельвин получил оценки $k=2h/5$, $l=3h/10$; для однородной несжимаемой жидкости $h=5/2$, $k=3/5$, $l=3/4$, $\delta=5/4$, $\gamma=0$. Для реальной Земли на гистограммах резко выделяются интервалы с $k=0,28-0,30$, $h=0,56-0,6$, значение l , определяемое из формулы $1+k-l=\Lambda$ при $k=0,29$ и $\Lambda=1,13$, получается равным 0,16. Для вариации силы тяжести по астрономическим данным для абсолютно твердой Земли указывается значение $\delta_{\max}=2 \cdot 10^{-7} g$, а для отклонений отвеса $i_{\max}=0,05''$ [см. 6].

Отметим еще раз, что для абсолютно твердой модели Земли относительный подъем поверхности океана в данной точке должен быть равен W_2/g , но вследствие деформации твердой толщи Земли точка наблюдения смещается в вертикальном направлении, и реально наблюдаемый подъем уровня воды оказывается равным $(1+k-h) W_2/g = \gamma W_2/g$. Наилучшие результаты в определении k и h ожидаются от изучения долгопериодических волн (например, волн с периодом 19 лет, один месяц, две недели), поскольку в этом случае приливообразующая сила и уровень прилива находятся практически в статическом равновесии, т. е. прилив является статическим, а комбинация чисел k и h адекватно отражает характер этого прилива.

В работе автора (Асланян, 1976) было показано тождество фактора Лява $\gamma=1+k-h$ и фактора Пуассона

$$\lambda = \frac{1-2\nu}{1-\nu} = 1 - \frac{\nu}{1-\nu} = 1 - \beta, \quad (10)$$

фигурирующего во многих задачах геомеханики и являющегося практически следствием известного условия Сен-Венана, согласно которому предел текучести литосферы σ_s определяется величиной разности радиального ($\sigma_r = \rho g z = \rho h W_2$) и тангенциального ($\sigma_s = \sigma_r \times \nu/(1-\nu) = \beta \rho h W_2$) напряжений, т. е.

$$\sigma_s = \rho g z - \frac{\nu}{1-\nu} \rho g z = \frac{1-2\nu}{1-\nu} \rho g z = \lambda \rho g z, \quad (11)$$

где ν — коэффициент Пуассона, ρ — плотность, g — ускорение силы тяжести, а z — радиальная мощность (толщина) неоднородности, отличающая нормальную изостатически уравновешенную литосферу от реальной аномальной литосферы.

Если в качестве неоднородности рассмотреть приливный выступ литосферы высотой z , плотностью ρ и со значением коэффициента попереч-

ной деформации ν , то при значениях $\sigma_r = \rho g z$, $\sigma_\theta = \beta \rho g z$, получим $\sigma_s = (1 - \beta) \rho g z = \lambda \rho g z$.

Если, например, вертикальная ось маятника до приливной деформации была направлена по линии отвеса и жестко привязана к коре, то на эту ось в ходе приливной деформации должны действовать три силы: сила с возмущающим потенциалом (W_2), сила с добавочным возмущающим потенциалом (kW_2) и горизонтальная составляющая силы тяжести. Поскольку компоненты этих сил равняются производным их потенциалов по соответствующим направлениям, а для абсолютно твердой модели Земли ($k=h=0$) горизонтальная компонента, действующая на вертикальную ось маятника, равняется $F_0 = \rho g e_0$ (ρ — плотность коры, e_0 — отклонение отвеса на абсолютно твердой Земле), а для результирующей горизонтальных сил $F_\varphi = \rho g e_\varphi$ (e_φ — отклонение отвеса на реальной Земле), то, составляя баланс сил в виде

$$F_\varphi = F_0 - F_0(h - k) \quad (12)$$

и имея в виду, что $F_\varphi/F_0 = (\sigma_r - \sigma_\theta)/\sigma_r = \sigma_s/\sigma_r = \gamma$, получим

$$\gamma = 1 - (h - k). \quad (13)$$

Известно, что фактор Пуассона (λ) связан с отношением скоростей продольных V_p и поперечных V_s сейсмических волн уравнением

$$\frac{V_p^2}{V_s^2} = \frac{2-2\nu}{1-2\nu} = \frac{2}{\lambda} \quad (14)$$

и поскольку $\lambda = \gamma = 1 - h + k$, то

$$\frac{V_p^2}{V_s^2} = \frac{2}{1 - h + k} = \frac{2}{\gamma}. \quad (15)$$

М. С. Молоденский [см. 6] показал, что для 16 различных моделей Земли с точностью порядка 1% соблюдается условие

$$2k = h \quad (16)$$

и таким образом выясняется [см. 1], что для этих моделей

$$k = \frac{\nu}{1 - \nu} = \frac{\sigma_\theta}{\sigma_r}, \quad (17)$$

т. е. второе число Лява k является функцией одного лишь коэффициента Пуассона и равняется отношению тангенциального и радиального напряжений в литосфере (для последней $\nu = 0,24 \pm 0,02$, $k = 0,29 \pm 0,02$). Условие Молоденского соблюдается тем лучше, чем больше значение k [см. 1]. В механике грунтов отношение $\nu/(1-\nu)$ называется коэффициентом бокового давления грунта в состоянии покоя.

Практически отношение V_p/V_s и разность $\Delta V = V_p - V_s$ скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн определяется из наблюдаемой разности Δt времен пробега этих волн t_p и t_s по формулам

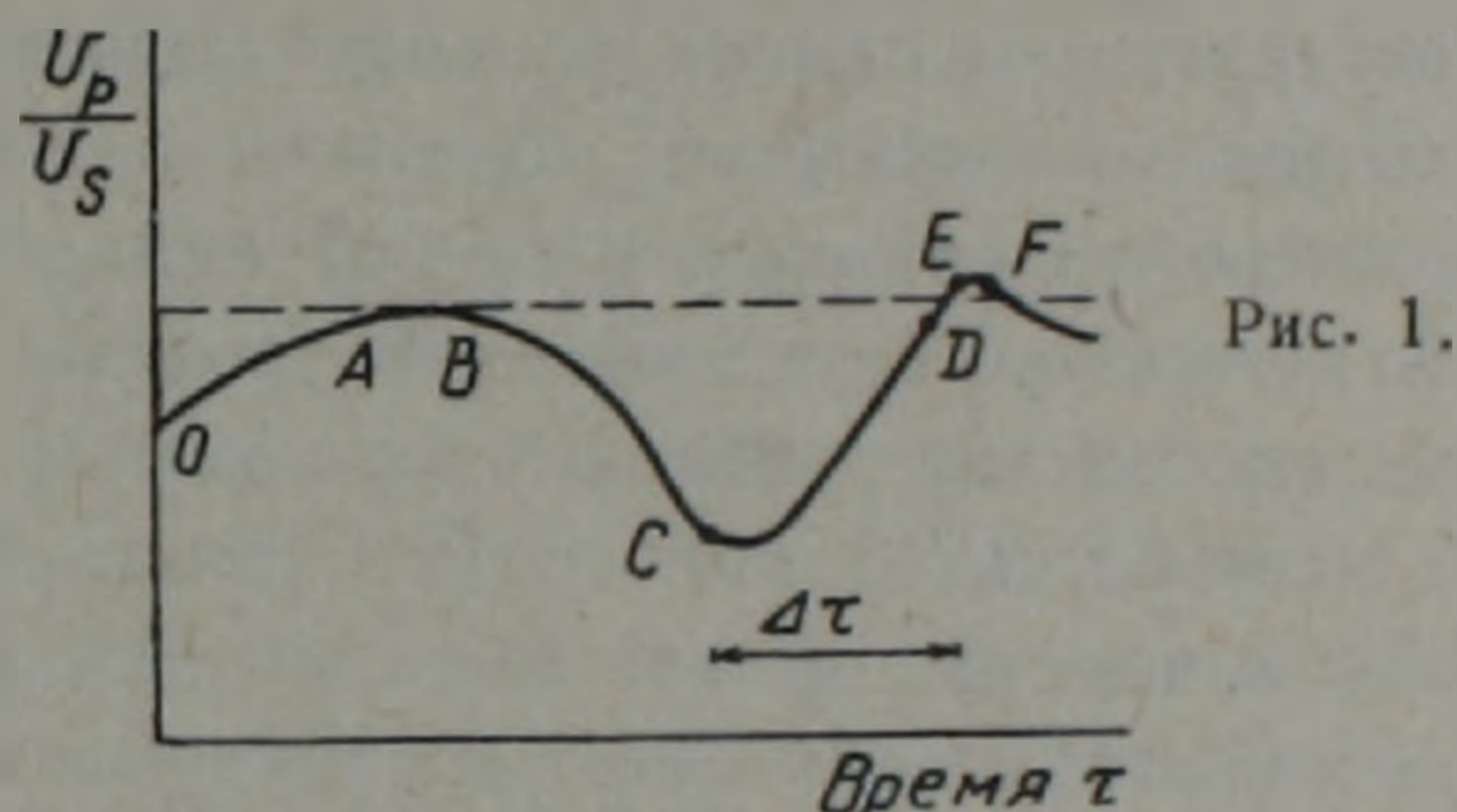
$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{t_s}{t_p}, \quad \frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta t}{t_p}, \quad (18)$$

причем график зависимости Δt от t_p представляется практически прямолинейным, а отношение $\Delta t/t_p$ характеризует угол наклона этого графика.

Здесь следует иметь в виду, что уменьшение отношения V_p/V_s происходит часто полностью за счет изменения V_p и соответственно изменения модуля объемного сжатия k_0 , поскольку $V_p = \sqrt{(k_0 + 4\mu/3)/\rho}$, а $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$, т. е. V_s от k_0 не зависит.

Современный обзор основных представлений о природе сейсмической активности дан в замечательной работе В. Н. Жаркова (1983). В последующем изложении, касающемся этих представлений, мы пользуемся обзором В. Н. Жаркова.

На основе известных работ А. М. Кондратенко и И. Л. Нерсесова (1962), У. Брайса, Б. Полдинга, С. Шольца (1966), И. Л. Нерсесова и И. Г. Симбиревой (1968), А. И. Семенова (1969) было установлено, что в зоне подготовки землетрясений отношение V_p/V_s испытывает определенные изменения, достигающие нескольких процентов: как показано на рис. 1 (заимствованном из работы 5), перед землетрясением происходит



постепенное возрастание V_p/V_s (участок OA) до уровня исходного (т. н. постоянного) своего значения (участок AB), затем наступает спад этого отношения (участок BC) и далее, начиная с момента появления предвестников, возрастание его (обычно с превышением уровня исходного состояния — отрезок CD), появление форшоков (в начале отрезка EF) и главного толчка (конец отрезка EF) и вновь падение отношения V_p/V_s примерно до уровня исходного своего состояния (с афтершоками). В целом же перед землетрясением происходит уменьшение V_p/V_s (стадия растрескивания пород очаговой области), далее восстановление этого отношения (стадия закрытия пор и микротрещин) и затем главный толчок.

Одна из примечательных особенностей механизма очагов землетрясений была выявлена И. Л. Нерсесовым и И. Г. Симбиревой (1968). При изучении слабых толчков в области подготовки сильных землетрясений был установлен эффект вращения осей сжатия в сейсмической зоне: на первом этапе подготовки землетрясения оси сжатия не имеют определенной ориентации и указывают в целом на общее напряженное состояние в регионе; на втором этапе они концентрируются между азимутальным направлением 90° и 180° , а на третьем этапе (этапе проявления главного удара) вследствие закрытия трещин происходит резкая переориентация осей сжатия, и азимуты осей становятся меньше 90° ¹. Результаты как

¹ Под азимутом здесь подразумевается угол между меридианом эпицентра и проекцией оси сжатия на поверхности Земли.

этих исследований, так и ряда более поздних проанализированы и обобщены в работе М. А. Садовского и И. Л. Нерсесова (1977).

Ход изменений наблюдательных данных по V_p/V_s интерпретируется в последние годы в основном под углом зрения теории прочности Гриффитса и теории дилатансии, берущей начало из опытов Кармана (1912) и Бриджмена (1949) [см. 5]. Применительно к проблеме механизма очагов землетрясений теория Гриффитса предполагает концентрацию напряжений на далеких замыкающих концах сейсмического разлома, где разрушение коры может происходить в зависимости от обстоятельств как в виде процесса растрескивания, так и пластического течения, причем при прочих равных условиях чем длиннее разлом (с характерным размером L), тем меньше критическое значение растягивающего напряжения $\sigma_{кр}$, необходимого для дальнейшего вспарывания трещины ($\sigma_{кр} \sim L^{-1/2}$) и тем больше возможность концентрации напряжений k_0 в концах трещины ($k_0 \sim L^{1/2}$), особенно если мал радиус кончика трещины. Теория дилатансии подразумевает процесс массивованного растрескивания (криптодезинтеграции) пород под влиянием приложенных напряжений и неупругое увеличение объема породы, причем в некоторых вариантах теории важная роль отводится поровой воде, которая диффундирует в новообразованные трещины (микротрещины), восстанавливая прежний, несколько более высокий уровень V_p/V_s и уменьшает прочность пород, способствуя процессу разрывообразования и усилению сейсмической активности. В работе [2] показано, что одной из причин появления воды в породах может быть процесс дегидратации, в частности, процесс десерпентинизации или же процесс перехода гидрооливиновых фаций типа $MgO \cdot FeO \cdot SiO_2 \cdot 2H_2O$, свойственных верхней мантии, в оливиновые, типа $MgO \cdot FeO \cdot SiO_2 (+2H_2O)$.

В новейших представлениях о формировании очага землетрясения флюидам отводится значительно большая роль, чем в теории дилатансии, тем более магматогенным и ювенильным флюидам, наличие которых способствует возникновению разломов по определенным линейаментам.

Многие авторы утверждают, что большие вариации отношения V_p/V_s являются предвестником землетрясений, а лежащая в их основе теория дилатансии даст удовлетворительное объяснение также некоторым другим предвестникам, ассоциирующим с предвестником V_p/V_s .

Выше было указано, что отношение $2V_s^2/V_p^2$ эквивалентно фактору Пуассона λ и фактору Лява γ и, конечно, можно полагать, что при достаточно точных определениях фактора Лява и его вариаций последние могут рассматриваться в качестве предвестника землетрясений наравне с вариациями отношения V_p/V_s , устанавливаемыми обычными сейсмометрическими методами.

Различные геофизические и отчасти астрономические методы позволяют определить числа Лява k , h и число Ламберта-Шиды l . Отметим еще раз, что k —суть отношение дополнительного потенциала, возникающего вследствие приливной деформации Земли, к приливообразующему потенциалу W_2 на поверхности Земли, а h —отношение высоты земного прилива к высоте подъема соответствующей эквипотенциальной по-

верхности абсолютно твердой Земли, обусловленного действием приливовообразующего потенциала.

Различные комбинации чисел Лява и Шиды определяют следующие характеристики литосферных масс, подверженных приливным деформациям:

- 1) $1+k-h$ —высоту прилива, изменение наклона, отношение V_p/V_s ;
- 2) $1-1.5k+h$ —изменение гравитационного ускорения g ;
- 3) k —свободную чандлеровскую нутацию и коэффициент Пуассона;
- 4) $1+k-l$ —изменение широты;
- 5) l —тангенциальные линейные деформации;
- 6) $\lambda-1.5l$ —объемное сжатие.

Японские исследователи пользуются обычно следующими оценками Х. Такеучи: $h=0,59-0,61$, $k=0,27-0,29$, $l=0,07-0,08$, полученными для известных моделей Земли Буллена [10].

По поводу оценок приливных чисел следует сделать некоторые замечания.

Указанные числа определяются по результатам анализа периодических изменений силы тяжести, наклонов земной поверхности и относительных перемещений точек (реперов) в земной коре. Определения проводятся с помощью гравиметров, наклономеров и деформографов (экстензометров). Маятниковые гравиметры весьма чувствительны к колебаниям почвы и должны быть установлены вдали от мест с большими производственными помехами; они довольно чувствительны также к температурным изменениям и должны быть установлены в подвальных помещениях или в штольнях. Известна также высокая чувствительность к температурным колебаниям наклономеров и экстензометров; рекомендуется устанавливать их по возможности в штольнях или глубоких шурфах, где суточные изменения температуры должны быть не больше $0,01^\circ\text{C}$ [см. 3,6].

Из уравнений (14), (15) при $\nu=1/4$, характеризующей твердую среду, получается $\gamma=2/3$, $V_p/V_s=\sqrt{3}$, $h-k=1/3$.

Из приведенных выше формул (12), (13), (14), (15) следует, что чем больше ν , тем меньше γ и тем больше k и V_p/V_s (при $\nu=0$, $\gamma=1$, $V_p/V_s=\sqrt{2}$; $\nu=1/4$, $\gamma=2/3$; $V_p/V_s=\sqrt{3}$; $\nu=1/3$, $\gamma=1/2$, $V_p/V_s=\sqrt{4}$; $\nu=2/5$, $\gamma=1/3$, $V_p/V_s=\sqrt{6}$ и т. д.).

Процесс дилатансии в сейсмическом очаге сопровождается на отрезке CD (рис. 1) поворотом осей главных напряжений, уменьшением коэффициента Пуассона ν , уменьшением модуля сжатия k и в конечном счете уменьшением отношения V_p/V_s . Последнее обстоятельство следует непосредственно из формул:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{3k_0 + 4\mu}{3\mu}}, \quad (19)$$

$$\nu = \frac{1 - \frac{2}{3} \frac{\mu}{k_0}}{2 + \frac{2}{3} \frac{\mu}{k_0}}, \quad (20)$$

указывающих на быстрое уменьшение при дилатансии коэффициента Пуассона, фактора Лява γ и уменьшение V_p (соответственно V_p/V_s) преимущественно с уменьшением модуля сжатия k_0 (при $\nu=1/2$ среда приобретает свойство текучего, несжимаемого тела, при $\nu=0$ свойство абсолютно упругого тела; для обычного твердого тела $\nu=1/4$, $\mu/k_0=3/5$; для анизотропной среды, кроме того, различны значения ν по разным координатным линиям).

Плотностная модель литосферы конструируется нередко по скоростным разрезам в соответствии с уравнением линейной регрессии вида

$$\rho = aV_p + b, \quad (21)$$

где a и b — коэффициенты (положительные числа), значения которых заметно варьируют между различными регионами и типами коры с различной степенью тектонизации. Изолинии скоростей V_p , определенных методами сейсморазведки, оцифровываются в величинах плотности согласно зависимости (21) и задаваясь значениями коэффициентов a и b строят соответствующие плотностные модели литосферы.

Для скальных пород, изученных в обычных лабораторных условиях при дисперсии $\Delta\rho=0,17 \text{ г/см}^3$, Г. Я. Голиздра были приняты значения $a=0,182 \text{ (г/см}^3) \cdot (\text{сек/км})$, $b=1,834 \text{ г/см}^3$ [см 9]. Для юга СССР (Украина, Кавказ, Средняя Азия) в работе [9] принимались значения $a=0,25 \text{ (г/см}^3) \cdot (\text{сек/км})$, $b=1,2 \text{ г/см}^3$.

Если положить для континентальной земной коры в среднем $\rho_k=2,76 \text{ г/см}^3$, $V_p=6,1 \text{ км/сек}$, а для верхов мантии $\rho=3,31 \text{ г/см}^3$ и $V_p=7,9 \text{ км/сек}$, то сравнивая уравнения $\rho_k=2,76=b+a \cdot 6,1$ и $\rho=3,31=b+a \cdot 7,9$, получим: $a=0,305 \text{ (г/см}^3) \cdot (\text{сек/км})$, $b=0,901 \text{ г/см}^3$ и соответственно $\rho=0,905+0,305 V_p$ или

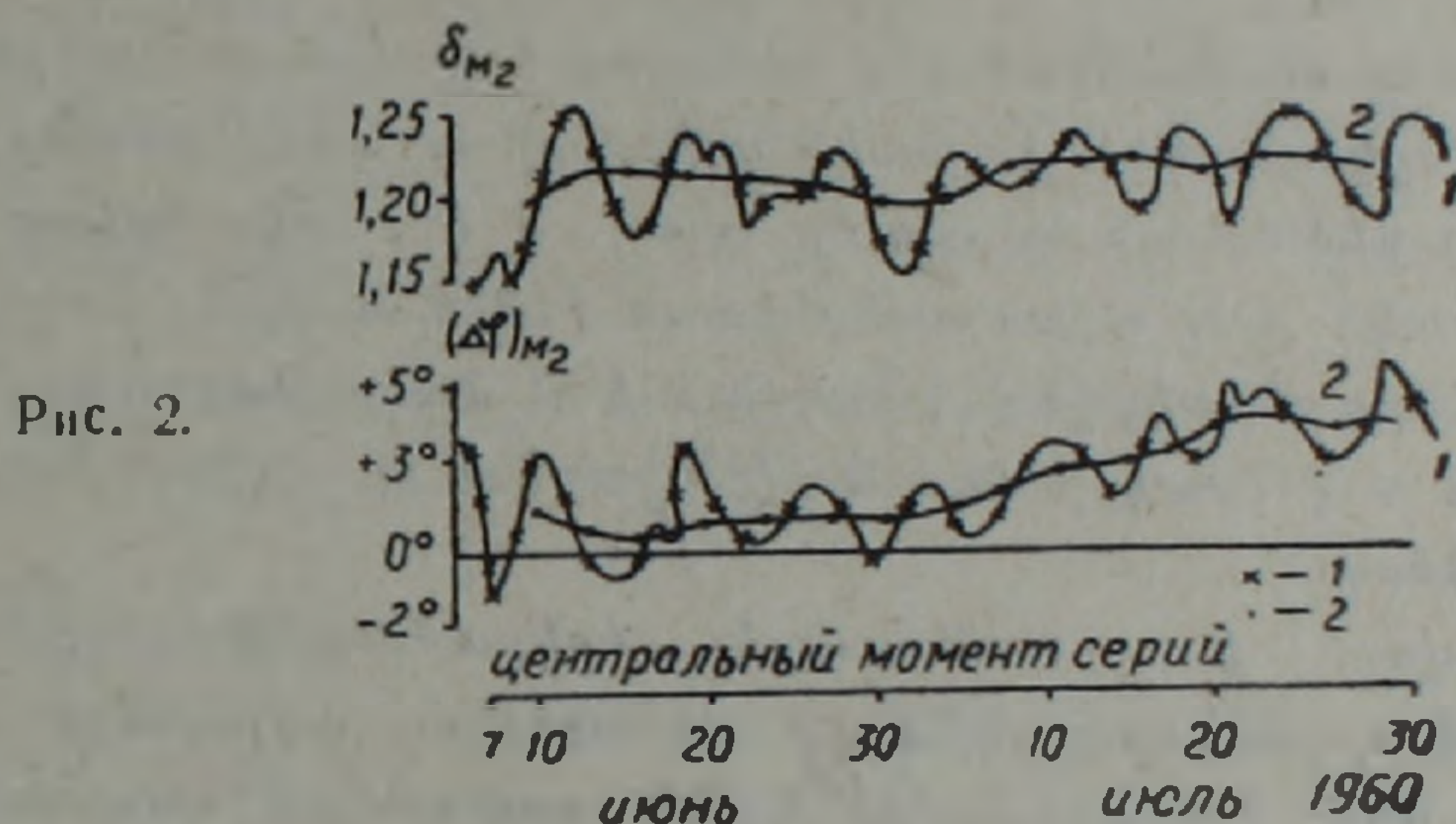
$$V_p = 3,278 \rho - 2,954 \approx 3(1,1 \rho - 1) \text{ км/сек}. \quad (22)$$

Поскольку дилатансия выражается растрескиванием и общим увеличением объема породы (среды), то согласно зависимости (22) уменьшение V_p должно быть следствием именно уменьшения плотности ρ . Последующее увеличение отношения V_p/V_s и достижение им максимума в стадии главного толчка, очевидно, является следствием переуплотнения среды в этой новой стадии развития очага — после переориентации осей главных напряжений.

В теории дилатансии оперируют понятием «включение», имея в виду существование в сейсмогенной разломной зоне обособленной трехмерной области, отмеченной системой трещин, которая в традиционных представлениях сеймотектоники соответствует фокусу землетрясения. Перед возникновением основного разрыва, под действием растягивающих напряжений, ориентированных поперек длинной оси «включения», образуются зияющие трещины и проявляются одновременно форшоки (точка Е на рис. 1); в этой обстановке отношение V_p/V_s снова падает (участок ЕF на рис. 1), и когда разность между упругими параметрами относительно жесткой разломной зоны и катаклазированного «включения» достигает предельного значения, происходит разрушение, сопро-

воздаемое основным сейсмическим толчком (точка F на рис. 1). Согласно теории дилатансии вследствие закрытия пор трещин (на отрезке CD рис. 1) происходит перераспределение напряжений, сопровождаемое поворотом осей главных напряжений до углов в 90° . На стадии закрытия пор и трещин происходит также выжимание воды и газов из трещин, возникших на дилатантной стадии (отрезок BC на рис. 1).

Таким образом, поскольку отношение V_p/V_s согласно формулам (15) и (6) падает с увеличением фактора Лява $\gamma = 1 + k - h \simeq 1 - k$ или с уменьшением фактора $\delta = 1 - 1.5k + h = 1 + 0.5k$, а такие изменения рассматриваются как предвестники землетрясений, то соответственно регистрируемые на земноприливных станциях сведения о возрастании значений факторов γ , λ и убывании фактора δ должны рассматриваться тоже как предвестник землетрясений. Для этого, очевидно, на этих станциях должна быть организована служба регистрации временного хода приливных эффектов и особенно эпизодов резкого падения k .



Данные наблюдений часто систематизируются за месяц и выводятся среднее значение факторов γ , δ , $\Delta\phi$ ($\Delta\phi$ —сдвиг фаз между теоретически рассчитанными и наблюдаемыми значениями фаз приливов). Так, по данным земноприливной подземной станции Тбилиси, фактор δ для лунной полусуточной волны M_2 за время с 7/VI—1960 по 2/VIII—1960 г.г. (57 определений) оказался в среднем на уровне 1,207 (при среднеквадратичной ошибке $\pm 0,004$), однако конкретные значения δ колебались в пределах от 1,150 до 1,257, причем малые значения δ (1,150—1,164) и большие значения (1,240—1,257) встречаются из 57 случаев по 5 раз.

Для наблюдений за июнь-июль месяцы Б. К. Балавадзе и К. З. Картвелишвили [3] составлены кривые функции $\delta(M_2)$ и $\Delta\phi(M_2)$, которые приведены на рис. 2 (сильно волнистая кривая и крестики «1» до осреднения, пологая; слабо волнистая кривая и точки «2» после осреднения—по 7 значениям).

В рассматриваемой нами задаче важно выявление больших подъемов и провалов кривой, которые, если коррелировать их с изменениями отношения V_p/V_s должны служить предвестником землетрясений¹. Такую за-

¹ В нашей коллективной работе [2] по данным экспериментальных исследований карбонатных пород зависимость между давлением P до 20 кбар, отношением V_p/V_s и плотностью ρ представлялась в следующем виде: в интервале $p=0-2$ кб происходит увеличение ρ и V_p/V_s ; при $p=2-4$ кб полиморфный переход кальцита в арагонит (с некоторым уменьшением V_p/V_s), при $p=5-10$ кб уменьшение V_p/V_s и увеличение ρ ; в ин-

дачу возможно решить специально поставленными тематическими исследованиями по изучению материалов земноприливных станций (включая специализированные гидрогеологические скважины и колодцы), особенно в сейсмических районах. Данная статья ставит цель—обратить внимание исследователей на эту возможность.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6. VII. 1983.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԼՅԱՎԻ ՄԱԿՐՆԹԱՑԱՅԻՆ ԳՈՐԾՈՆԻ ՄԵԾ ՓՈՓՈԽԱԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՀՆԱՐԱՎՈՐ ՆԱԽԱԳՈՒՇԱԿ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Նորագույն գրականության մեջ զիսավոր երկրաշարժային ցնցումից առաջ տեղի ունեցող երկայնակի և լայնակի ալիքների արագությունների հարաբերության (V_p/V_s) մեծության նվազումը դիտվում է որպես երկրաշարժի նախագուշակ: Հեղինակի վաղ աշխատանքներում (1976 և այլն) ցույց է տրվել, որ V_p/V_s համահարաբերակցվում է k և R մակրնթացային թվերի, ինչպես նաև Պուասսոնի ν գործակցի հետ $2 V_s^2/V_p^2 = 1 + k - h = \gamma = (1 - 2\nu)/(1 - \nu)$ առնչության ձևով:

Առաջարկվում է ուսումնասիրել երկրամակրնթացային կայանների V_p/V_s փոփոխությունների ընթացքի վերաբերյալ տվյալների օգտագործման հնարավորությունը՝ երկրաշարժերի կանխագուշակման նպատակով:

A. T. ASLANIAN

GREAT VARIATIONS OF THE LOVE'S TIDAL FACTOR AS A POSSIBLE HERALD OF AN EARTHQUAKE

Abstract

The effect of decreasing the ratio of longitudinal and transversal waves velocities (V_p/V_s) before the general seismic shock is recently considered as a herald of an earthquake. In the author's early works (1976 et al.) has been shown that V_p/V_s correlates with the Love's tidal numbers h and k as well as with the Poisson's coefficient ν as the following dependence $2 V_s^2/V_p^2 = 1 + k - h = \gamma = (1 - 2\nu)/(1 - \nu)$.

тервале $p=14-16$ кб наблюдается массовый фазовый переход CaCO_3 I в CaCO_3 II (процесс начинается частично в интервале 5—10 кб), увеличивается V_p/V_s , уменьшается пластичность (уменьшается коэффициент Пуассона ν), происходит одновременно скачкообразное уменьшение ρ , сопровождаемое мгновенным сотрясением. В ряде карбонатсодержащих пород и некоторых ультрамафитах в интервале давлений 10—15 кбар наблюдалось перетекание рассеянных зерен кальцита и концентрация их в виде прожилков и отдельных крупных включений (в теории дилатансии в роли таких новообразованных прожилков и включений выступает вода, которая проникает в микротрещины и поры очаговой толщи пород перед основным сейсмическим толчком).

It is recommended to study the possibility of using the earth-tide stations data on the V_p/V_s variations for the purpose of seismic prognostication.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Об эквивалентности факторов Лява и Пуассона в теории приливной деформации и бокового распора земной коры, Ж. «Проблемы геомеханики», Изд. АН Арм.ССР, 1976, № 7, с. 99—105.
2. Асланян А. Т., Левыкин А. И., Арутюнян А. В. Об одном возможном механизме возникновения землетрясений. ДАН Арм. ССР, 53, № 2, 1976, с. 96—101.
3. Балавадзе Б. К., Картвелишвили К. З. Наблюдения земных приливов в Тбилиси. Изд. Мецниереба, Тбилиси, 1972, с. 138.
4. Brace W. F., Paulding B. W., Scholz C. H. Dilatancy in the fracture and crystalline rocks. Journ. Geophys. Res., 1966, 71, p. 3939—3953.
5. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. Наука, М., 1983, с. 415.
6. Мелхьхиор П. Земные приливы. Изд. Мир, М., 1968, с. 482.
7. Love A. E. H. Some problems of geodynamics. Camb. Univ. Press, Cambridge, 1926.
8. Садовский М. А., Нерсесов И. Л. Вопросы прогноза землетрясений. Физика Земли, 1977, № 9, с. 13—31.
9. Сборник «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли». Киев, «Наукова думка», 1979, с. 87, с. 137.
10. Takeuchi H. On the Earth tide in the compressible Earth of varying density and elasticity. Trans. Amer. Geophys. Union, 1950, 31, p. 651.

УДК: 552.321 : 551.763(479.25)

Р. Л. МЕЛКОНЯН, Р. А. ХОРЕНЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

К ВОПРОСУ О ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ТОНАЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассмотрены термобарические условия формирования раннемеловых интрузивных массивов (Кохб-Шнохского, Гехаротского, Анкаванского, Такарлинского, Миракского) тоналитовой формации Малого Кавказа на основании особенностей распределения петрогенных элементов в сосуществующих минералах (биотит, роговая обманка).

Согласно данным фазового соответствия биотитов и роговых обманок становление изученных пород происходило при температурах 700—800°C и давлениях порядка до 3 кбар. Полученные значения отражают нижний температурный предел установившихся минеральных равновесий, в то время как температуры наиболее близкие к таковым для ликвидуса, по данным гомогенизации расплавных включений, доходят до 930°C.

Выяснение термобарических условий становления гранитоидных пород имеет важное значение при разработке конкретных петрогенетических моделей их формирования. С этой целью, наряду с другими методами, широко используются особенности распределения некоторых петрогенных элементов в сосуществующих цветных минералах и прежде всего в биотитах и роговых обманках. Несколько более приближенные сведения могут быть получены при использовании полевошпатового геотермометра Барта-Рябчикова и структурного состояния плагиоклазов и калинатовых полевых шпатов.

В настоящей статье рассмотрены особенности распределения петрогенных элементов в сосуществующих минералах, которые использованы для оценки Р-Т-условий формирования широко развитых в пределах Малого Кавказа интрузивов тоналитовой формации [3, 5].

Становление интрузивов тоналитовой формации связано с киммерийским тектоно-магматическим этапом развития Малого Кавказа и в этой связи они наиболее широко представлены в пределах Сомхето-Карабахской зоны—Кохбский, Цахкашатский, Дашкесанский, Кедабекский, Мехманинский, Кабахтапинский, Джагирский и др. массивы. Возраст указанных интрузивов на основании геологических и радиологических данных определяется как раннемеловой [2, 5]. Интрузивы тоналитовой формации размещены и в Цахкунк-Зангезурской зоне—Гехаротский, Анкаванский, Такарлинский, Миракский, Агверанский массивы. Возрастное положение Гехаротского интрузива как геологическими, так и радиологическими данными достаточно однозначно определяется как раннемеловое [2, 5, 14], в то время как принимаемый почти всеми исследователями раннемеловой возраст остальных интрузивов основывается главным образом на результатах их $K-Ar$ датировки [3].

Интрузивы тоналитовой формации Цахкунк-Зангезурской зоны представлены, как правило, линейно вытянутыми массивами, приуроченными к зоне Анкаванского глубинного разлома; реже встречаются

штокообразные тела, внедренные в ядра антиклинальных структур. Они обычно характеризуются полифазным, полифациальным сложением. Первая фаза сложена биотит-роговообманковыми тоналитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, которые на ряде участков постепенно сменяются кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами, габбро-диоритами и т. д. Вторая фаза—лейкократовые граниты, реже лейкократовые тоналиты и кварцевые диориты, слагают, как правило, небольшие штокообразные тела. Жильно-магматические образования, генетически связанные с указанными интрузивами, представлены жильными гранитами, аплитами, пегматитами.

Интрузивы тоналитовой формации Сомхето-Карабахской зоны размещены обычно в ядрах или крыльях антиклинальных, реже—синклинальных структур и представлены, как правило, полифазными, полифациальными массивами. Первая фаза большинства интрузивов сложена в основном биотит-роговообманковыми тоналитами, кварцевыми диоритами, редко гранодиоритами. В некоторых массивах—Дашкесанском, Кедабекском, Чанахичайском, первая фаза представлена габброидами. В эндоконтактных частях массивов встречаются как более основные разновидности—пироксен-роговообманковые кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, появление которых обусловлено процессами гибридизма, так и более кислые разновидности—биотит-роговообманковые гранодиориты, крайне редко—граниты, связанные с процессами эманационной дифференциации. Вторая фаза сложена лейкократовыми гранитами, которые слагают мелкие штокообразные тела, приуроченные к эндоконтактным частям массивов. Жильно-магматические образования представлены дайками аплитов, пегматитов, жильных гранитов, плагиогранитов.

Резко преобладающая часть интрузивов тоналитовой формации ($>90\%$) сложена тоналитами и кварцевыми диоритами. Минеральный состав указанных пород представлен плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, биотитом, реже—каликатровым полевым шпатом. Исходя из целей настоящей статьи более подробно остановимся на характеристике цветных минералов из пород главной фации Кохбского, Гехаротского, Анкаванского, Такарлинского и Миакского массивов.

Биотит наиболее широко развит в тоналитах и кварцевых диоритах главной фации (до 10%), в несколько меньших количествах (до 6%) он присутствует в эндоконтактных разностях кислого состава—гранодиоритах, граносиенитах, гранитах. В жильных гранитах и лейкократовых гранитах II фазы его содержание еще более уменьшается и составляет соответственно $3,5$ и $1,5\%$. В породах различных фаз и фаций встречается в виде чешуек неправильной формы, как правило, темно-коричневого, либо коричнево-зеленого цвета. В породах главной фации характеризуется плеохроизмом от темно-коричневого по *Ng* до светло-коричневого и светло-желтого цветов по *Np*. В общей последовательности кристаллизации минералов пород главной фации выделяется в стадию главной кристаллизации вместе с плагиоклазом (№ 37—25), кварцем, роговой обманкой и позднематическую стадию совместно с кварцем, ортоклазом и акцессориями [10, 14]. При этом, наряду с

Таблица 1

Химические составы и кристаллохимические формулы биотитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	Место взятия
SiO_2	37,12	34,15	36,76	37,60	35,36	35,02	34,40	34,20	1 — Анкаванский массив
TiO_2	3,52	4,37	1,95	1,10	1,80	2,80	3,52	3,40	
Al_2O_3	13,84	15,73	17,28	16,04	15,50	16,06	16,76	17,26	2 — Миракский массив
Fe_2O_3	7,36	4,41	5,83	9,76	5,57	3,60	3,94	3,56	
FeO	11,49	13,63	12,63	11,80	15,17	18,20	14,12	16,48	3, 4 — Такарлинский массив
MnO	0,62	0,40	0,42	0,56	0,22	0,47	0,20	0,13	
MgO	12,60	13,14	11,42	12,54	13,32	14,13	13,59	11,95	5, 6 — Гехаротский массив
CaO	7,14	5,53	4,50	4,30	4,44	3,04	1,50	1,20	
Na_2O	0,33	0,30	0,28	0,36	0,30	0,05	0,53	0,49	7, 8 — Кохбский массив
K_2O	4,40	4,80	6,40	6,40	5,50	6,40	8,34	8,10	
H_2O	0,06	0,16	—	—	3,10	0,15	0,25	0,15	
P_2O_5	0,55	0,23	—	—	0,32	—	—	—	
П. п. п.	1,44	2,97	1,80	0,16	—	0,75	2,32	2,60	
Сумма	100,47	99,82	99,27	100,67	100,60	100,17	99,38	99,52	

1. $[(K_{0,44}Na_{0,05})_{0,49}Ca_{0,59}]_{1,08}(Mg_{1,45}Mn_{0,04}Fe_{0,74}^{2+}Fe_{0,43}^{3+}Ti_{0,20}Al_{0,14})_3(Si_{2,6}Al_{1,12})_4O_{10}(O_{1,52}OH_{0,48})_2$
2. $[(K_{0,47}Na_{0,05})_{0,52}Ca_{0,48}]_{0,98}(Mg_{1,51}Mn_{0,03}Fe_{0,88}^{2+}Fe_{0,56}^{3+}Ti_{0,25}Al_{0,07})_3(Si_{2,64}Al_{1,36})_4O_{10}(O_{0,91}OH_{1,09})_2$
3. $[(K_{0,63}Na_{0,04})_{0,67}Ca_{0,37}]_{1,04}(Mg_{1,31}Mn_{0,03}Fe_{0,81}^{2+}Fe_{0,34}^{3+}Ti_{0,11}Al_{0,40})_3(Si_{2,85}Al_{1,17})_4O_{10}(O_{1,20}OH_{0,80})_2$
4. $[(K_{0,61}Na_{0,05})_{0,66}Ca_{0,34}]_{1,00}(Mg_{1,4}Mn_{0,036}Fe_{0,73}^{2+}Fe_{0,55}^{3+}Ti_{0,06}Al_{0,22})_3(Si_{2,81}Al_{1,19})_4O_{10}(O_{1,03}OH_{0,97})_2$
5. $[(K_{0,53}Na_{0,05})_{0,58}Ca_{0,36}]_{0,94}(Mg_{1,51}Mn_{0,014}Fe_{0,96}^{2+}Fe_{0,32}^{3+}Ti_{0,11}Al_{0,09})_3(Si_{2,70}Al_{1,30})_4O_{10}(O_{0,63}OH_{1,37})_2$
6. $[(K_{0,60}Na_{0,01})_{0,61}Ca_{0,24}]_{0,85}(Mg_{1,55}Mn_{0,33}Fe_{1,11}^{2+}Fe_{0,20}^{3+}Ti_{0,15})_{3,04}(Si_{2,57}Al_{1,39})_{3,96}O_{10}(O_{0,12}OH_{1,88})_2$
7. $[(K_{0,81}Na_{0,08})_{0,89}Ca_{0,12}]_{1,01}(Mg_{1,54}Mn_{0,14}Fe_{0,90}^{2+}Fe_{0,22}^{3+}Ti_{0,20}Al_{0,13})_3(Si_{2,62}Al_{1,38})_4O_{10}(O_{0,5}OH_{1,50})_2$
8. $[(K_{0,79}Na_{0,07})_{0,86}Ca_{0,10}]_{0,96}(Mg_{1,36}Mn_{0,01}Fe_{1,05}^{2+}Fe_{0,71}^{3+}Ti_{0,20}Al_{0,17})_3(Si_{2,61}Al_{1,39})_4O_{10}(O_{0,55}OH_{1,45})_2$

самостоятельными выделениями, биотит нередко замещает роговую обманку, замещаясь в свою очередь хлоритом.

Составы и кристаллохимические формулы биотитов из пород главной фации рассматриваемых интрузивов приведены в табл. 1. По содержанию конечных членов серии минералов группы биотита-флогопита они попадают в поле собственно биотита ($Mg:Fe=1,30\div 1,96$), с повышенной магнетизальностью большинства из них и характеризуются, как правило, высокой титанистостью, возрастающей с уменьшением глиноземистости.

Роговая обманка широко развита в породах 1 фазы. При этом, если ее содержание в породах главной фации составляет 8—10%, то в эндоконтактовых разностях, в частности, в пироксен-роговообманковых кварцевых диоритах, оно увеличивается до 17%. В жильных гранитах, аплитах, пегматитах ее содержание резко уменьшается ($\sim 1\%$),

а в лейкократовых гранитах II фазы роговая обманка, как правило, полностью отсутствует.

В породах главной фации нередко встречается в виде идиоморфных призматических кристаллов величиной до 2,5 мм, часто сдвойникованных. Цвет—зеленый разных оттенков. Плеохроизм интенсивный, по *Ng*—буровато-зеленый, по *Nm*—зеленовато-желтый, зеленоватый, по *Np*—светло-зеленый. Выделение роговой обманки происходит в стадию главной кристаллизации совместно с плагиоклазом (№ 34—26), кварцем, частью биотита. В эндоконтактовых пироксен-роговообманковых кварцевых диоритах замещает диопсид и в свою очередь нередко замещается биотитом и хлоритом.

По особенностям химизма (табл. 2) относится к типичным кальциевым роговым обманкам (содержание катиона кальция в формульных единицах варьирует от 1,69 до 2,24), с наиболее распространенны-

Таблица 2
Химические составы и кристаллохимические формулы роговых обманок

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	Место взятия
<i>SiO₂</i>	44,09	44,95	47,08	45,32	47,34	44,48	44,28	45,58	1 — Анкаванский массив
<i>TiO₂</i>	0,37	1,84	0,75	0,76	0,72	1,94	1,40	1,75	
<i>Al₂O₃</i>	10,05	8,53	12,23	11,6	8,18	0,71	9,12	10,15	2 — Миракский массив
<i>Fe₂O₃</i>	7,00	8,38	3,27	6,0	4,68	3,48	2,84	3,10	
<i>FeO</i>	10,23	7,66	10,04	8,20	10,01	12,00	10,78	12,06	3, 4 — Такарлинский массив
<i>MnO</i>	0,36	0,63	0,30	0,32	0,25	0,76	0,52	0,40	
<i>MgO</i>	13,25	13,27	9,32	10,66	13,32	13,65	13,67	12,55	5, 6 — Гехаротский массив
<i>CaO</i>	11,38	10,78	14,00	12,30	13,64	11,39	12,80	11,24	
<i>Na₂O</i>	1,08	0,90	1,20	1,50	0,85	1,20	1,16	1,38	7, 8 — Кохбский массив
<i>K₂O</i>	0,39	0,65	0,90	0,90	0,50	0,15	0,85	0,70	
<i>H₂O+</i>	0,07		—		1,08		1,80	1,95	
<i>P₂O₅</i>	0,28	0,52		1,15					
П. п. п.	1,54	0,90	0,78	1,24					
Сумма	100,09	99,11	99,87	100,03	100,61	100,66	99,22	100,86	

1. $(Ca_{1,76}Na_{0,30}K_{0,07})_{2,13}(Mg_{2,85}Mn_{0,04}Fe_{1,23}^{2+}Fe_{0,76}^{3+}Ti_{0,04}Al_{0,08})_5(Al_{1,63}Si_{6,37})_8(O_{22,18}OH_{1,82})_{24}$
2. $(Ca_{1,69}Na_{0,26}K_{0,12})_{2,07}(Mg_{2,87}Mn_{0,08}Fe_{0,93}^{2+}Fe_{0,93}^{3+}Ti_{0,20})_{5,01}(Al_{1,45}Si_{6,54})_{7,9}(O_{21,62}OH_{2,38})_{24}$
3. $(Ca_{2,24}Na_{0,34}K_{0,18})_{3,76}(Mg_{2,07}Mn_{0,036}Fe_{1,25}^{2+}Fe_{0,37}^{3+}Ti_{0,09}Al_{1,15})_5(Al_{0,99}Si_{7,02})_9(O_{23,75}OH_{0,25})_{24}$
4. $(Ca_{1,56}Na_{0,43}K_{0,18})_{2,57}(Mg_{2,36}Mn_{0,036}Fe_{1,02}^{2+}Fe_{0,68}^{3+}Ti_{0,09}Al_{0,81})_5(Al_{1,25}Si_{6,75})_9(O_{22,94}OH_{1,06})_{24}$
5. $(Ca_{2,12}Na_{0,24}K_{0,09})_{2,45}(Mg_{2,88}Mn_{0,03}Fe_{1,21}^{2+}Fe_{0,51}^{3+}Ti_{0,08}Al_{0,29})_5(Al_{1,11}Si_{6,89})_8(O_{22,42}OH_{1,58})_{24}$
6. $(Ca_{1,72}Na_{0,32}K_{0,11})_{2,15}(Mg_{2,87}Mn_{0,08}Fe_{1,42}^{2+}Fe_{0,37}^{3+}Ti_{0,20}Al_{0,06})_5(Al_{1,72}Si_{6,28})_8(O_{20,98}OH_{3,02})_{24}$
7. $(Ca_{2,02}Na_{0,33}K_{0,17})_{2,52}(Mg_{3,01}Mn_{0,06}Fe_{1,33}^{2+}Fe_{0,31}^{3+}Ti_{0,16}Al_{0,13})_5(Al_{1,45}Si_{6,55})_8(O_{21,85}OH_{2,15})_{24}$
8. $(Ca_{1,73}Na_{0,39}K_{0,12})_{2,24}(Mg_{2,69}Mn_{0,05}Fe_{1,45}^{2+}Fe_{0,33}^{3+}Ti_{0,19}Al_{0,29})_5(Al_{1,43}Si_{6,57})_8(O_{21,54}OH_{2,45})_{24}$

ми замещениями типа $(Mg, Fe^{2+})Si \rightleftharpoons (Al, Fe^{3+})Al$ и, в меньшей степени, $(Mg, Fe^{2+})Si \rightleftharpoons NaAl_3$,

По диаграммам фазового соответствия биотитов и амфиболов по магнезиальности температурный интервал их кристаллизации соответствует $680\text{--}800^\circ\text{C}$, а по глиноземистости— $625\text{--}700^\circ\text{C}$ [11]. С учетом большого разброса точек на диаграмме по глиноземистости (рис. 1) более предпочтительными нами представляются значения температур по магнезиальности (рис. 2). Полученные значения палеотемператур отвечают условиям формирования гранитоидов умеренных температур, приближающихся к высокотемпературным.

Согласно распределению алюминия (как суммарного, так и в шестерной координации) в биотитах и амфиболах (рис. 3) формирование пород тоналитовой формации происходит при давлениях $4\text{--}4,5$ кбар [12]. При этом следует учесть, что значения давлений на диаграмме определены в основном по геологическим данным (фаши контактового метаморфизма и др.). С этих позиций связь с тоналитовой фазой рас-

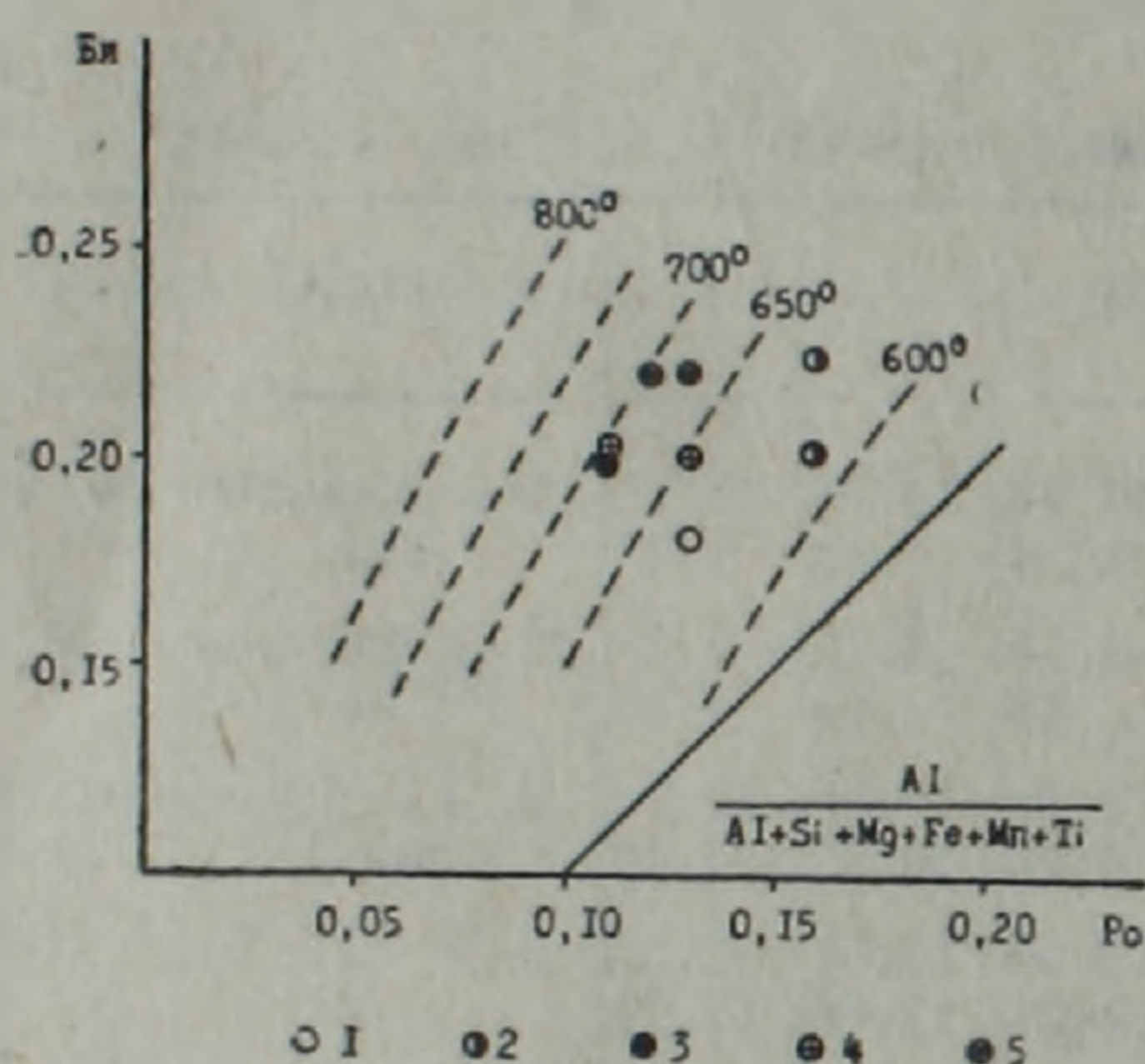


Рис. 1.

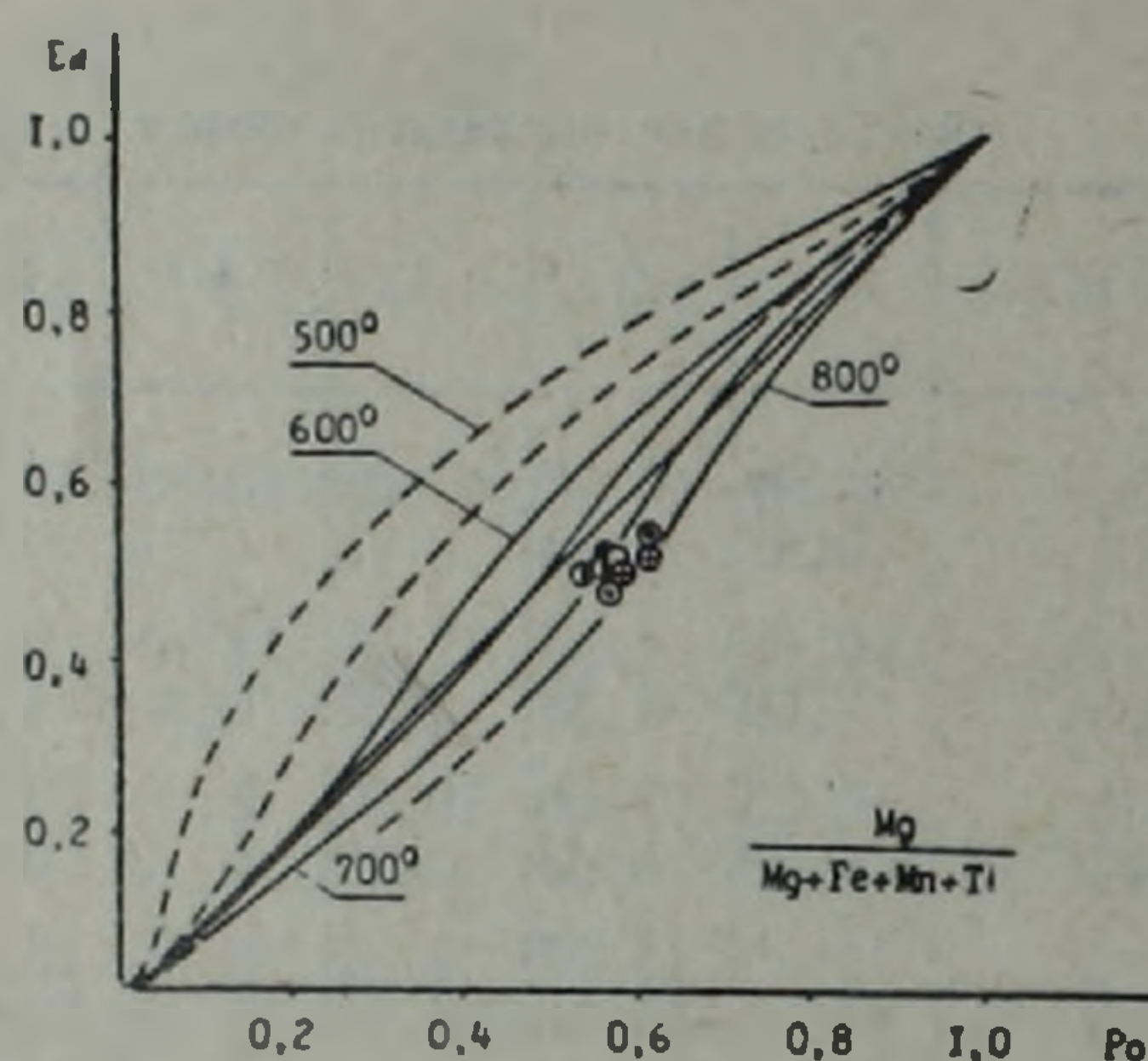


Рис. 2.

Рис. 1. Диаграмма фазового соответствия глиноземистостей биотитов и роговых обманок пород тоналитовой формации. Условные обозначения. 1—Анкаванский, 2—Таркарлинский, 3—Миравский, 4—Гехаротокский, 5—Кохбский интрузивы.

Рис. 2. Диаграмма фазового соответствия магнезиальностей биотитов и роговых обманок пород тоналитовой формации. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

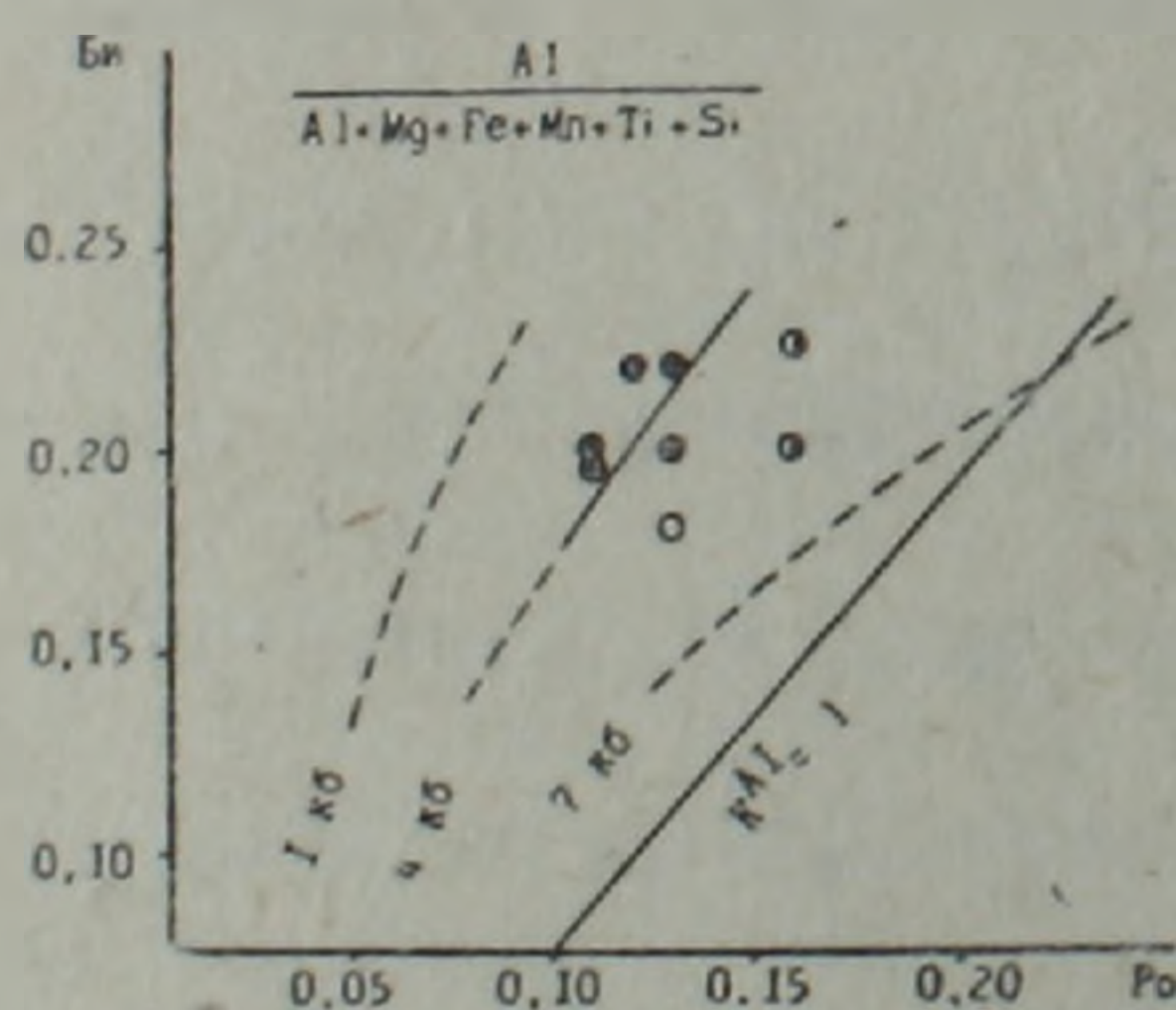


Рис. 3.

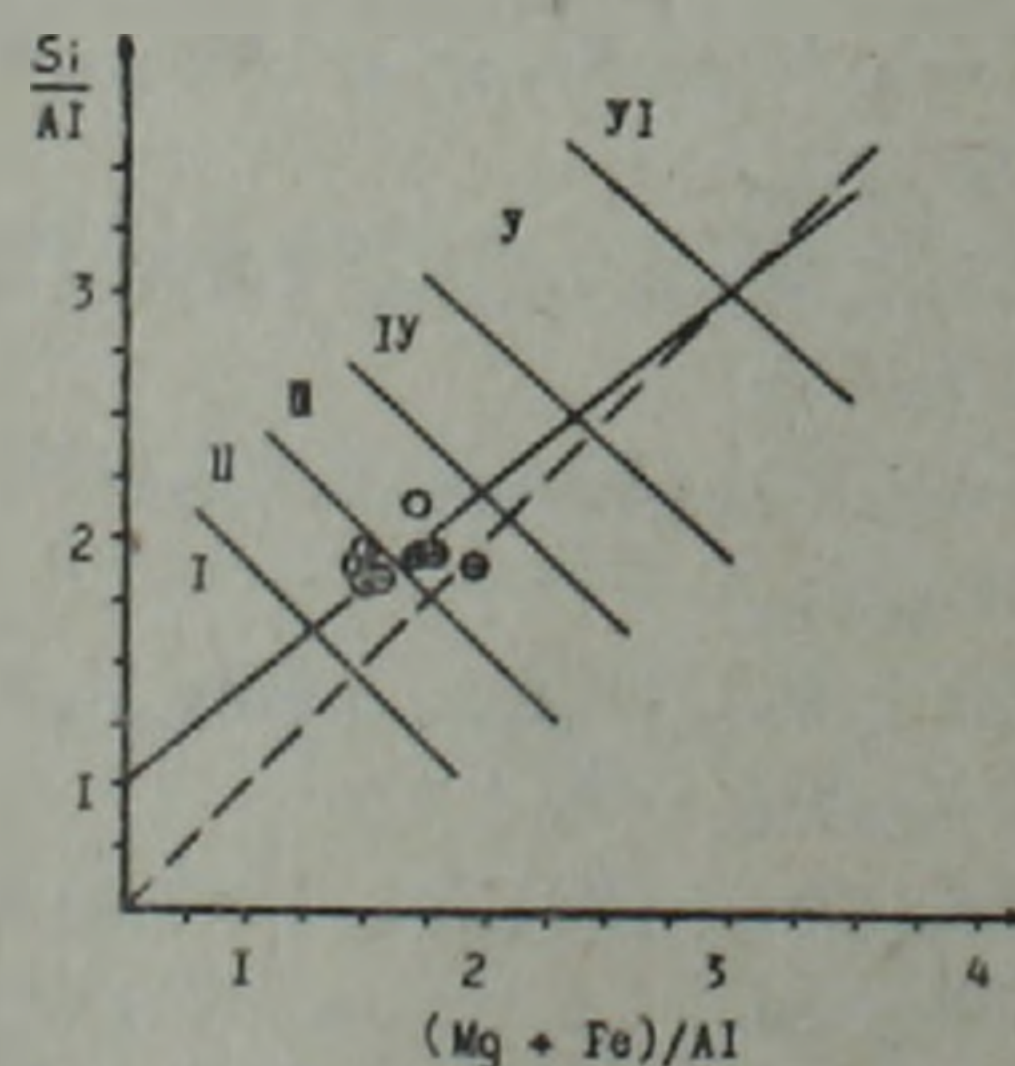


Рис. 4.

Рис. 3. Диаграмма распределения коэффициента разделения Al между биотитами и роговыми обманками пород тоналитовой формации от давления. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

Рис. 4. График соотношений Si/Al и $(\text{Mg} + \text{Fe})/\text{Al}$ в биотитах из пород тоналитового комплекса. Римскими цифрами выделены поля биотитов из гранитоидов различного состава (по А. А. Маракушеву и И. А. Тарарину, 1965). Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

сматриваемых интрузивов контактово-метаморфических образований амфибол-роговиковой фации позволяет оценить значения давлений до 3—3,5 кбар.

Для роговых обманок с железистостью от 40 до 60% проведено разделение гранитоидов по глубинности (пять групп) на основании их состава и количественного распределения элементов по позициям в кристаллохимической формуле [7]. Исследованные нами роговые обманки (железистость 33—44%) согласно особенностям их состава ($Al^V = 1,4$; $Al^{IV} + Fe^3 + Ti = 1,0$; $K + Na = 0,45$; $A = 0,36$) соответствуют гранитоидам, становление которых близко отвечает гипабиссальным условиям образования. При этом, как справедливо отмечают авторы [7], под глубинностью подразумевается не абсолютная глубина или давление, а совокупность тесно взаимосвязанных факторов (давление газовой фазы, щелочно-окислительный потенциал, подвижность элементов и т. д.).

Плагноклаз, слагающий большей частью крупные зональные кристаллы, кристаллизуется в значительном временном и температурном интервале; выделяются три генерации, причем первая, представленная корродированными «пятнами» ядра, относится к интрателлурическим образованиям. Данные, полученные по породам тоналитовой формации, свидетельствуют о том, что кристаллизация плагноклаза первой генерации (№51—38—в Кохбском и Гехаротском, № 45—34—в Анкаванском, Такарлинском и Миракском интрузивах) происходит в условиях высоких температур (степень упорядоченности 0,15—0,25—высокотемпературная серия); плагноклаз второй генерации (состав зон колеблется от № 37 до № 25) имеет промежуточную оптику (степень упорядоченности 0,4—0,5), которая сменяется несколько более низкотемпературной для плагноклаза третьей генерации (№ 19—22, степень упорядоченности 0,5—0,65).

Калинатровый полевой шпат в породах тоналитовой фазы выделяется в позднемагматическую стадию кристаллизации совместно с кварцем второй генерации и основной массой акцессориев в условиях накопления щелочей и обогащения расплава летучими¹. Отметим его резкий ксеноморфизм, характерное нарастание на краевые зоны плагноклаза, наличие тонких веретенообразных и пленочных пертитов распада, количество которых достигает 10—15%. Калинатровые полевые шпаты из пород I фазы по номенклатуре А. С. Марфунина [9] относятся к высоким триклинным ортоклазам ($-2v = 53—56^\circ$, $s_{тр} = 0,20—0,30$, $\Delta_0 = 0,17—0,28$), несколько приближающихся к высоким ортоклазам. Для составов рассматриваемых калинатровых полевых шпатов из различных интрузивов тоналитовой формации характерно стабильное содержание альбитового компонента в твердой К-фазе (16—18%); наличие пертитов распада и нераспавшейся гомогенной фазы свидетельствует о гиперсольвусных условиях кристаллизации калинатрового полевого шпата.

¹ В некоторых интрузивах (Анкаванский, Такарлинский) в породах тоналитовой формации встречается также калинатровый полевой шпат, связанный с воздействием палеогеновых интрузивов.

Температурные условия кристаллизации пород тоналитовой формации согласно двуполевошпатовому термометру [4, 13] отвечают интервалу 650—750°C. Однако, здесь не учитывается фактор давления, который, как известно, играет заметную роль в распределении альбитового компонента между сосуществующими полевыми шпатами. Если одновременно учесть разновременность кристаллизации калинатрового полевого шпата и плагиоклаза, то значения температур, полученных по двуполевошпатовому термометру, не могут считаться, в данном случае, достоверными.

Таким образом, на основании вышеприведенных данных можно предполагать, что становление интрузивов тоналитовой формации происходило при температуре 700—800°C, в условиях давлений до 3—3,5 кбар. Однако следует учесть, что значения температур, полученные по минералогическим термометрам, отражают нижний температурный предел установившихся минеральных равновесий, а не температуру их кристаллизации [6]. Действительно, результаты определений температур гомогенизации расплавных включений в тоналитах и кварцевых диоритах Кохб-Шнохского интрузива, по данным Р. Л. Мелконяна, доходят до 910—930°C. Именно эти температуры следует считать наиболее близкими к температуре ликвидуса расплава пород тоналитовой фазы рассматриваемых интрузивов.

На диаграмме А. А. Маракушева и И. А. Тарарина [8] точки составов исследованных биотитов располагаются в области их распределения для гранитоидов нормального ряда (рис. 4, поля II—III) и в целом ближе отвечают биотитам из молодых гранитоидов.

Как известно, составы биотитов и роговых обманок являются также индикаторами среды минералообразования. С этих позиций низкая железистость биотитов (42—52%) и роговых обманок (35—44%), повышенная титанистость биотитов, наряду с высокой температурой их кристаллизации, являются характерными признаками гипабиссальных известково-щелочных серий базитового ряда. При этом ряд петрографо-минералогических и геохимических, в том числе изотопных, особенностей интрузивов тоналитовой формации позволяют одновременно подчеркнуть существенную роль при формировании интрузивов тоналитовой формации процессов ассимиляции исходным мантийным базитовым расплавом кислых пород в пределах «гранитно-метаморфического» слоя земной коры [1, 5, 10, 14].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27. IV. 1984.

Բ. Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ, Բ. Զ. ԽՈՐԵՆՅԱՆ, Զ. Զ. ԶԻՐՈՒԽՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏՈՆԱԼԻՏԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ԱՊԱՐԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ
ՋԵՐՄԱՃՆՇՈՒՄԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋ

Ա Վ Փ Ո Փ Ն Ի Վ

Քննարկված են Փոքր Կովկասի վաղ կավճի հասակի տոնալիտային ֆոր-
մացիայի ինտրուզիվ զանգվածների (Կողբ-Շնողի, Գեղարոտի, Հանքավանի,

Պարարուի, Միրաքի) ձևավորման պայմանները՝ համագոյակցող միներալներում (բիոտիտ, հորնբլենդ) պետրոգեն տարրերի տեղաբաշխման առանձնահատկությունների հիման վրա: Ըստ բիոտիտների և հորնբլենդների ֆազային համապատասխանության տվյալների, ուսումնասիրված ապարների կազմավորումն ընթացել է $700^{\circ}\text{--}800^{\circ}\text{C}$ ջերմաստիճանների և մինչև 3 կբար ճնշման պայմաններում:

Ստացված ջերմաստիճանները բնութագրում են ուսումնասիրված միներալների հավասարակշռվածության ջերմաստիճանային ստորին սահմանը, մինչդեռ լիկվիդուսին մոտ ջերմաստիճաններն, ըստ հալոցքային ներփակումների հոմոգենացման տվյալների, հասնում են մինչև 930°C :

R. L. MELKONIAN, R. H. KHORENIAN, Z. H. CHIBUKHCHIAN

ON THE ARMENIAN SSR TONALITIC ROCKS FORMATION THERMOBARIC CONDITIONS

Abstract

The Minor Caucasus tonalitic Early Cretaceous intrusive massifs (Koghb—Shenogh, Guegharot, Hankavan, Takarlu, Mirak) formation thermobaric conditions are considered on the basis of petrogenetic elements distribution peculiarities in co-existing minerals (biotite, hornblende).

According to data of biotites and hornblendes phase conformity the formation of investigated rocks has taken place at temperatures of $700^{\circ}\text{--}800^{\circ}\text{C}$ and pressures up to 3 kbars. The obtained data show the lower temperature limit of mineral equilibrium whereas the liquidus temperatures achieve up to 930°C by the melt inclusions homogenization data.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М. С., Мелконян Р. Л. К петрологии интрузивных комплексов Алавердского рудного района в свете изотопно-кислородных данных. «Геохимия», № 6, 1981.
2. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. Наука, 1966.
3. Багдасарян Г. П., Абовян С. Б., Агамалян В. А., Баласанян С. И., Гукасян Р. Х., Джрбашян Р. Т., Казарян Г. А., Малхасян Э. Г., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х., Чибухчян З. О. Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1974.
4. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Изд. АН СССР, М., 1962.
5. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. (Отв. ред. И. Г. Магакьян). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981.
6. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. (Отв. ред. В. С. Соболев, В. П. Костюк). Наука, Новосибирск, 1975.
7. Мануйлова М. М., Зарубин В. В., Михайлова Ю. И. Составы роговых обманок и биотитов как критерий глубинности гранитоидов. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1975.

8. *Маракушев А. А., Тарарин И. А.* О минералогических критериях щелочности гранитондов. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.
9. *Марфуни А. С.* Полевые шпаты—фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд. АН СССР, М., 1962.
10. *Мелконян Р. Л.* Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн.: Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1976.
11. *Панеях Н. А., Федорова М. Е.* Равновесие роговая обманка—биотит в гранитондах. Вестн. МГУ, Геология, № 4, 1973.
12. *Панеях Н. А.* Породообразующие минералы гранитондов как показатель их генезиса. БМОИП, отд. геол., 50, № 4, 1975.
13. *Рябчиков И. Д.* Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В сб.: Минералог. термометрия и барометрия. Наука, М., 1965.
14. *Хоренян Р. А.* Мезозойский магматизм Цахкуняцкого хребта. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1982.

УДК: 553.4'3/9 : 549(479.25)

А. А. КОДЖОЯН, С. С. МКРТЧЯН

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

В статье приводится сравнительная характеристика особенностей минеральных ассоциаций в полиметаллических месторождениях Армянской ССР. Отмечается сходство условий их образования; предполагается их принадлежность к продуктам деятельности единой или нескольких однотипных геохимических систем.

Вопросы минералогии, а также условий образования отдельных полиметаллических месторождений на территории Армянской ССР освещены в работах Г. О. Пиджяна, Ш. О. Амиряна, А. И. Карапетяна, В. О. Парошикяна и др. Их данные, а также материалы, полученные авторами настоящей статьи, позволяют охарактеризовать вещественный состав руд, минеральные ассоциации и рассмотреть генетические особенности рудообразования в целом. Результаты минералого-геохимических исследований в некоторой части опубликованы ранее (1,2,3).

Полиметаллические месторождения региона, залегающие главным образом в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах средней юры и среднего эоцена, концентрируются территориально в рудные районы и рудные зоны, приуроченные к двум различным структурно-металлогеническим зонам. Так, к Алаверди-Кафанской металлогенической зоне приурочены Алавердский, Степанаванский, Кафанский рудные районы, а также Марцигет-Привольненская рудная зона; к Памбак-Зангезурской металлогенической зоне—Айоцзорский рудный район.

Полиметаллические месторождения региона при почти идентичном качественном минералогическом составе руд различаются количественными соотношениями составляющих руду минералов. Соответственно выделяются следующие типы месторождений: 1) колчеданно-полиметаллические, характерные для Алавердского (Ахтала) и Кафанского (Шаумян) рудных районов; 2) свинцово-цинковые, характерные для Марцигет-Привольненской рудной зоны (Марцигет, Привольное, Круглая Шишка); 3) собственно-полиметаллические, характерные для Степанаванского (Арманис) и Айоцзорского (Газма, Гюмушхана, Каялу) рудных районов.

Литологический состав вмещающих оруденение пород, а также тектонические структуры участков месторождения обусловили морфологию рудных залежей. По морфологическим особенностям выделяются: 1) жильные месторождения, приуроченные к трещинам, секущим вмещающие породы (Шаумян, Марцигет, Арманис, Газма, Гюмушхана, Каялу); среди жильных месторождений выделяются линзообразные тела (Ахтала, Круглая Шишка), 2) пластообразные залежи (Привольное), приуроченные к слоям известковистых туфопесчаников, залегающих согласно с вмещающими их туфоосадочными породами.

Эти слои характеризуются отчетливо выраженной слоистостью и содержат тонкую вкрапленность рудных минералов.

Руды рассматриваемых месторождений представлены в основном сплошными и вкрапленными разностями. В большинстве месторождений сплошные вкрапленные руды встречаются более или менее в равных количествах; местами преобладают сплошные руды (Круглая Шишка), местами—вкрапленные (Привольное). Как вкрапленные, так и сплошные руды представлены мелкими и среднезернистыми, реже тонкозернистыми агрегатами сульфидов; для сплошных руд характерна массивная и пятнистая текстуры, наиболее широко распространенные в месторождениях. Более ограниченным развитием пользуются брекчиевая и брекчиевидная текстуры. Вкрапленным рудам присущи вкрапленная, прожилково-вкрапленная, полосчато-вкрапленная текстуры. Среди структур рудообразующих минералов, более или менее идентичных для сплошных и вкрапленных руд, выделяются: 1) структуры замещения (коррозия), которые наблюдаются между последовательно кристаллизовавшимися минералами. Например, зерна пирита корродируются сфалеритом; сфалерит и халькопирит корродируются галенитом, обычно выполняющим интерстиции между их зернами. Структуры замещения также характеризуются периферийно-каемочными (рис. 1), прожилково-пестельчатыми формами; 2) структуры отложения

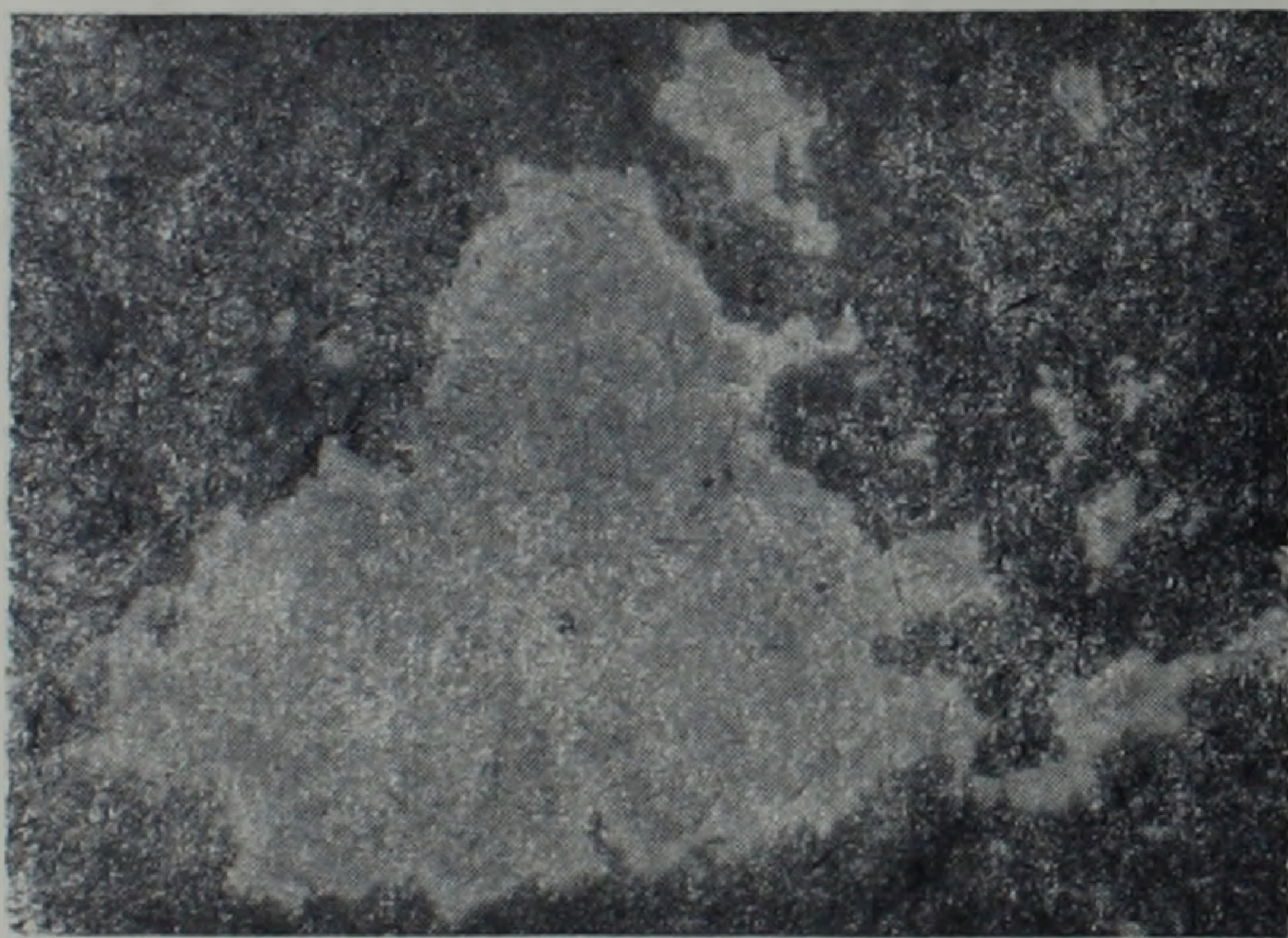


Рис. 1. Периферийная каемка халькопирита вокруг выделений сфалерита. Месторождение Марцигет. Полир. шлиф. Ув. 165.

представлены зернистыми и колломорфными разностями. Колломорфные структуры пользуются локальным развитием. Более всего они развиты на месторождении Круглая Шишка (рис. 2). В некоторых случаях колломорфные образования проявляются в виде новообразований в измененных породах (рис. 3); 3) структуры распада твердого раствора. Наиболее широким распространением пользуется эмульсионная структура распада халькопирита в сфалерите (рис. 4).

Вещественный состав руд полиметаллических месторождений довольно сложный, но однообразный; в их состав входит около 80 мине-

ральных видов, из которых около 60—рудные минералы. Основной минеральный комплекс, представленный сфалеритом, галенитом, пиритом и халькопиритом, присутствует в рудах повсеместно, но в различных количественных соотношениях. Некоторые минералы, являясь основными в одних месторождениях, имеют второстепенное значение в других. Так, в рудах колчеданно-полиметаллического типа основными ми-



Рис. 2. Почковидные образования сфалерита. Сфалерит с периферии частично разъедается пиритом (черное). Белое—липарито-дацитовый туф. Месторождение Круглая Шишка. Прозрачный шлиф. Ув. 30.

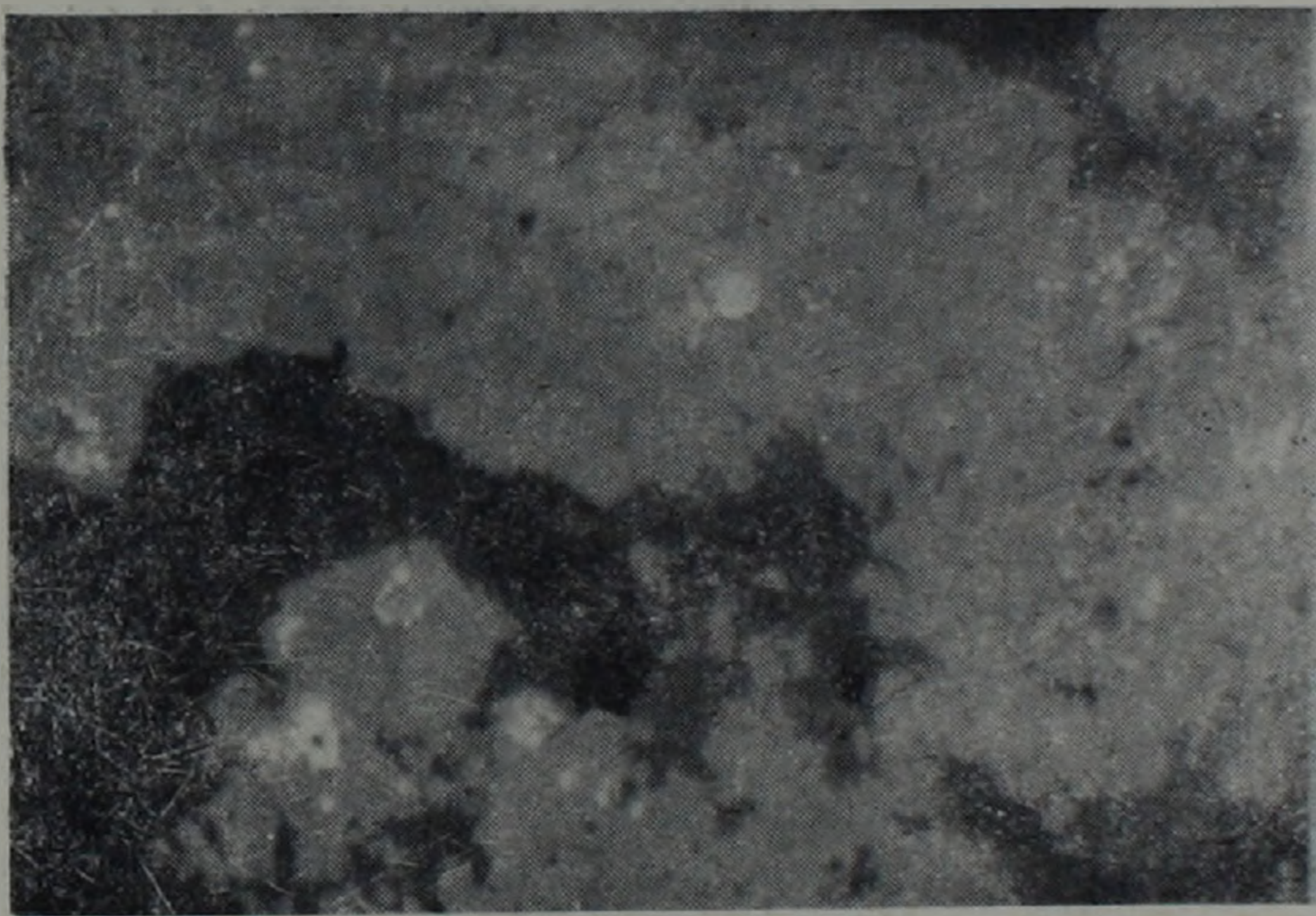


Рис. 3. Глобули и глобулиты пирита II в туфопесчанике. Месторождение Привольное. Полир. шлиф. Ув. 165.

нералами являются сфалерит, халькопирит при малых содержаниях галенита. В рудах полиметаллического типа галенит превалирует над сфалеритом при малых содержаниях халькопирита. Подчиненное значение имеют в большинстве случаев блесклая руда, борнит, гематит. В качестве редко встречающихся минералов присутствуют алтаит, арсептит, арсенопирит, буланжерит, висмутин, виттихенит, гессит, германит, ильменит, самородное золото, самородное серебро, теллуриды, петцит, пирротин, штрмейерит, ялпант. Преобладающее большинство

этих минералов находится в виде вкраплений в полях галенита, сфалерита, халькопирита, борнита. Так, алтаит, самородное серебро обнаружены в галените, германит—в борните, теллуриды—в халькопирите, сфалерите.



Рис. 4. Распределение тонкой вкрапленности халькопирита вдоль зон роста сфалерита. Месторождение Привольное. Полир. шлиф. Ув. 90.

Среди нерудных минералов, связанных с гидротермальным процессом, основными являются кварц, карбонаты, кальцит, барит. В переменных количествах присутствуют серицит, хлорит.

Изучение текстурных соотношений минеральных агрегатов, установление текстур пересечений одних минеральных агрегатов другими, неоднократного брекчирования руд и цементации, позволило выделить минеральные ассоциации, сформированные в отдельные промежутки времени и существенно отличающиеся друг от друга. Кроме того, принималось во внимание обособление минеральных ассоциаций в пространстве, замещение минералов ранних ассоциаций минералами более поздних.

Временное и вещественное подразделение различных минеральных ассоциаций на примере особенностей полиметаллических месторождений региона приведены в табл. 1. Эти ассоциации в большинстве случаев сформированы в разновременные стадии минерализации (периоды) и характеризуются специфическими физико-химическими условиями образования. Из табл. 1 видно, что стадии минералообразования отличаются друг от друга различными по составу минеральными ассоциациями. Для всех минеральных ассоциаций устанавливается качественно близкая зональность, заключающаяся в последовательной смене одних минеральных ассоциаций другими. Среди наблюдаемых минеральных ассоциаций нетрудно выделить устойчивые ассоциации, распространенные во всех месторождениях и являющиеся типоморфными для полиметаллического оруденения. Это—кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-халькопирит-сфалеритовая, кварц-сфалерит-галени-

Таблица

Сравнительная характеристика полиметаллических месторождений по минеральным ассоциациям

Рудные зоны и рудные районы	Алаверди-Кафанская рудная зона		Марцигет-Привольненская рудная зона			Айоцдзорский рудный район		
	Ахтала	Шаумян	Марцигет	Круглая шишка	Арманис	Газма	Гюмушхана	Каялу
Ассоциации минералов предрудной стадии про- цесса рудообразования	Кварц I Пирит I Серицит I	Кварц I Пирит I Хлорит I	Кварц I Пирит I Хлорит I	Кварц I Пирит I Хлорит I	Кварц I Пирит I	Кварц I Пирит I Хлорит I	Кварц I Пирит I	Кварц I Пирит I Хлорит I
Ассоциации минералов начальной стадии про- цесса рудообразования	Кварц II Пирит II Сфалерит I Халькопирит I	Кварц II Пирит II Халькопирит I	Кварц II Пирит II Халькопирит I Магнетит Гематит	Кварц II Пирит II Халькопирит I	Кварц II Пирит II Халькопирит I Магнетит Гематит	Кварц II Молибденит I Халькопирит I Арсенопирит Пирротин		Кварц II Пирит II Молибденит I Халькопирит I
Ассоциации минералов основной стадии про- цесса рудообразования	Кварц III Галенит I Сфалерит II Халькопирит II Блеклая руда	Кварц III Халькопирит II Сфалерит I Галенит I Сам. золото Сам. серебро	Кварц III Сфалерит I Халькопирит II Галенит I	Кварц III Галенит I Сфалерит I Халькопирит II	Кварц III Галенит I Сфалерит I Халькопирит II	Кварц III Халькопирит II Галенит I Сфалерит I	Кварц III Халькопирит II Галенит I Сфалерит I	Кварц III Халькопирит II Галенит I Сфалерит I
Ассоциации минералов конечной стадии про- цесса рудообразования	Кварц IV Барит	Кварц IV Карбонат	Кварц IV Барит	Кварц IV Барит	Кварц IV Галенит II Сфалерит II	Кварц IV Галенит II Сфалерит II	Кварц IV Антимонит	Кварц IV Антимонит
	Кварц V Карбонат		Кварц V Карбонат		Гипс	Карбонат Барит	Карбонат Барит	

товая. Изучение этих ассоциаций, их соотношений и связей с другими сопутствующими ассоциациями может явиться основой для изучения истории развития рудного процесса во времени и пространстве.

Наряду с устойчивыми ассоциациями наблюдаются и второстепенные ассоциации как кварц-магнетит-гематитовая (месторождения Арманис, Марцигет); кварц-молибденит-халькопиритовая (Газма, Каялу) с наличием пирротина и арсенопирита. Наличие этих минеральных ассоциаций может быть следствием конкретных геологических условий, в которых проходил процесс рудообразования.

Сравнительный анализ возрастных соотношений минеральных ассоциаций в отдельных месторождениях и закономерной последовательности выделения минералов в них позволил наметить в первом приближении общую схему процесса формирования полиметаллических руд в пределах региона. При этом выявились признаки единой геохимической направленности такого процесса. В схематизированном виде процесс формирования полиметаллического оруденения можно представить следующим образом (табл. 2).

Таблица 2

Минеральные ассоциации, соответствующие отдельным периодам процесса рудообразования

Периоды процесса рудообразования		Минеральные ассоциации	Распространенные минералы
Предрудный		Кварц-пирит-серицит-хлоритовая	Кварц—I, серицит, хлорит, пирит—I (барит, карбонат, альбит)
собственно рудный	начальный	Кварц-пирит-халькопиритовая	Кварц II, пирит II, халькопирит I, барит, магнетит, гематит (молибденит, пирротин, арсенопирит, станнин)
	основной	1. Кварц-халькопирит-сфалеритовая. 2. Кварц-галенит-сфалеритовая. 3. Кварц-галениговая	Кварц III, сфалерит II, галенит I, халькопирит II, пирит III, галенит II, борнит, буланжерит, тетраэдрит, геокронит, теллуриды
Конечный		Кварц-барит-карбонатная	Кварц IV, барит, кальцит, сидерит

В предрудный период минерализации, который сопровождался интенсивным изменением вмещающих оруденение пород, выраженным окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией, широкое распространение получила кварц-пирит-серицит-хлоритовая минеральная ассоциация. Она, как правило, не имеет самостоятельного значения и почти не проявляется вне зависимости от рудных тел. Сульфидные жилы и прожилки повсеместно сопровождаются серицитизацией околожилых пород, которой сопутствуют хлоритизация и баритизация. Преобладающими минералами этой ассоциации являются кварц, хлорит, пирит, се-

рицит. Соотношение этих минералов на месторождениях определенным образом зависит от исходного состава рудовмещающих пород. По преобладанию тех или иных минералов среди рассматриваемой ассоциации выделяются фациальные разновидности: 1) кварц-хлоритовая с резко подчиненным значением серицита, более характерная для пород среднего и основного состава; 2) кварц-серицитовая, отличающаяся от первой подчиненным содержанием хлорита, появлением пирита и других сопутствующих минералов, наиболее характерных для пород кислого состава. Иными словами, серицитизации и окварцеванию подверглись породы, богатые щелочными алюмосиликатами (кварцевые порфиры, порфириты и их туфы). Высвободившийся при окварцевании алюминий принимал участие в образовании серицита. Иногда в незначительных количествах возникали скопления альбита, вероятно, за счет Na_2O и Al_2O_3 , освобожденных при замещении кварцем плагиоклазов. Хлоритизации подверглись в основном железомagneзиальные алюмосиликатные породы (основные эффузивы, их туфы и туффиты).

Образование кварц-серицит-хлоритовой минеральной ассоциации свидетельствует о неустойчивом режиме pH минералообразующих растворов. В одних случаях образование данной ассоциации происходило в более щелочной обстановке, в других—в менее щелочной. Так, отложение серицита, вызванное замещением калием более слабых оснований—натрия, кальция, магния, а также широкое развитие хлорита указывают на щелочной характер растворов; с другой стороны—локальное обогащение серицитизированных и хлоритизированных околожильных пород кварцем, сопровождающееся выносом сильных и слабых оснований из вмещающей породы, свидетельствует об уменьшении щелочности растворов и переходе их на каком-то интервале в кислые.

Невыдержанное поведение наиболее широко распространенных оснований и кислых компонентов (SiO_2) свидетельствует также о неустойчивом режиме Eh растворов. Вероятно, в начале образования рассматриваемой ассоциации окислительный потенциал растворов был достаточно высоким и характеризовался малой активностью иона S^{-2} поскольку железо высаживалось в виде силиката—хлорита. Однако, к концу образования кварц-серицит-хлоритовой ассоциации произошло снижение окислительного потенциала растворов, возросла активность серы, и ее уже было достаточно для отложения пирита. При этом основная масса пирита выделялась обособленно. К ранним образованиям пирита относятся выделения его в виде метакристаллов в интенсивно окварцованной породе.

В следующий по времени образования рудный период сформировался сульфидный, довольно широко проявленный минеральный парагенезис, характеризующийся сложным вещественным составом. Он в большинстве случаев проявился в пределах рудных тел. Брекчированный характер сульфидных руд, включающих обломки измененных пород кварц-серицит-хлоритового состава, свидетельствует о более позднем времени его образования. Среди рассматриваемого сульфидного парагенезиса по преобладанию тех или иных минералов выделяются кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-халькопирит-сфалеритовая,

кварц-галенитовая минеральные ассоциации, которые в основном и определяют специфику полиметаллического оруденения. Между формированием этих ассоциаций, по-видимому, существует некоторый разрыв во времени, о чем свидетельствуют признаки нередкого их независимого размещения в пространстве, а также наблюдающееся разнообразие текстурно-структурных взаимоотношений минералов, широкое распространение замещений одних минералов другими. Одновременно наблюдаются постепенные переходы этих ассоциаций через промежуточные по составу разности, что в свою очередь свидетельствует о близком времени формирования ассоциаций. Отличаются минеральные ассоциации друг от друга минеральным составом, минералого-геохимическими особенностями, а также более тонкими геохимическими отличиями одного и того же минерала. Так, например, сфалерит—II из кварц-сфалеритовой ассоциации отличается от сфалерита-I кварц-пирит-халькопиритовой ассоциации повышенными концентрациями *Cd*, *Ge* и сравнительно меньшим содержанием железа, светлой окраской, наличием люминесцентных свойств и т. д. То же справедливо и для халькопирита-II, содержание главных элементов и примесей в котором ниже, чем в раннем халькопирите-I.

Минералогические данные показали, что между минеральными ассоциациями устанавливаются определенные количественные взаимосвязи, хотя четкой корреляционной зависимости в их содержаниях не наблюдается. Так, кварц-пирит-халькопиритовая ассоциация характеризуется подчиненным значением сфалерита и примесью пирротина, арсенопирита, молибденита. Тесно ассоциирующий с пиритом и сфалеритом халькопирит образует структуры распада твердого раствора. Среди жильных минералов широким распространением пользуются кварц, серицит, карбонат.

Кварц-сфалеритовая ассоциация представлена резко преобладающим сфалеритом с обильной эмульсионной вкрапленностью халькопирита, подчиненным значением халькопирита, галенита и примесью станнина, теллуридов. Причем, теллуриды в основном приурочены к полям халькопирита, реже—сфалерита.

Кварц-галенитовая ассоциация характеризуется резким преобладанием галенита, с которым тесно ассоциируют незначительные количества сфалерита, халькопирита, блеклой руды с примесью аргентита, алтанта, гессита, самородных серебра и золота.

Соотношение устойчивых минеральных ассоциаций с учетом их промежуточных разностей, оказалось общим в преобладающем большинстве месторождений.

Кварц-пирит-халькопиритовая→кварц-халькопирит-сфалеритовая→кварц-сфалеритовая→кварц-сфалерит-галенитовая→кварц-галенитовая.

Это в свою очередь характеризует общую последовательность их образования. Несомненно и то, что отмеченная последовательность, а также широкое проявление метасоматических реакций, замещение сульфидов сульфидами, окислами является следствием неустойчивой величины pH минералообразующих растворов.

Образование сульфидной кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовой

ассоциации происходило в условиях продолжающегося снижения кислотных свойств растворов, сопровождавшегося замещением ранее отложенных минералов, обладающих кислотными свойствами (кварц), менее «кислотными» сульфидами. И уже в более щелочной обстановке происходило выделение сульфидов в следующей последовательности:

пирит→халькопирит→сфалерит
арсенопирит станный
пирротин теллуриды

Близко-одновременное выделение сфалерита и халькопирита приводило к возникновению эмульсионных структур распада твердых растворов. Одновременно для рассматриваемой ассоциации характерно неустойчивое состояние растворов, о чем свидетельствуют наблюдаемые следы происхождения из коллоидов. Это находит свое отражение в появлении в рудах ряда месторождений (Марцигет, Круглая Шишка) скрытокристаллической разновидности сфалерита, образующей почковидные и глобулевидные скопления (рис. 5). Устанавливается тесная



Рис. 5. Почковидные образования сфалерита в окварцованном липарито-дацитовом туфе. Месторождение Круглая Шишка. Полиров. Штуф. Натур. величина

пространственная связь кристаллических и колломорфных разновидностей сфалерита с постепенными переходами между ними.

О неустойчивом характере растворов свидетельствует также образование магнетит-гематитового парагенезиса в ассоциации с сульфидами (м-ния Марцигет, Привольное, Арманис). Образование этого парагенезиса возможно лишь при повышении окислительного потенциала растворов.

Следующие кварц-сфалерит-галенитовая и кварц-галенитовая ассоциации в отличие от предыдущей характеризовались значительным привнесом цинка, в меньшей мере свинца. Количество меди в рудах резко сократилось, при этом привнос меди прекратился к концу ассоциации. Формирование рассматриваемых ассоциаций проходило в условиях дальнейшего повышения щелочных свойств раствора. Индикатором, указывающим на щелочной характер растворов является довольно высокое содержание серебра в галените [4].

Последовательность кристаллизации сульфидов в рассматриваемый период следующая:

Сфалерит→халькопирит→галенит

борнит аргентит

тениантит

энаргит

Типичен комплекс минералов золота, серебра, теллура.

Последняя безрудная и довольно слабо проявленная кварц-карбонатная минеральная ассоциация сформировалась в конечный период процесса рудообразования. Образование прожилков, выполненных этой ассоциацией, произошло после дробления ранних минеральных ассоциаций. Они, как правило, пересекают ранние руды и цементируют их обломки. Вещественный состав данной ассоциации весьма прост и однообразен на всех месторождениях: главными минералами являются кальцит, барит, ассоциирующие с кварцем.

Общая последовательность выделения главных минералов данной ассоциации следующая: кварц→барит→кальцит.

Состав кварц-барит-карбонатной ассоциации и последовательность выделения минералов свидетельствуют вновь об изменении кислотно-щелочных свойств растворов. К началу образования данной ассоциации повышалась роль кислорода. В условиях повышенного кислородного потенциала сера приобретала высокую степень окисления и участвовала в виде комплексного аниона SO_4 , образование которого в принципе невозможно при том режиме кислорода в растворах, при котором происходило отложение сульфидов. К концу процесса в реакцию с кислородом вступала часть уголекислоты и происходило насыщение растворов анионом CO_3 . Реакция растворов стала носить щелочной характер, начал отлагаться кальцит. Известно, что насыщение раствора уголекислым кальцием приводит к увеличению его щелочности до pH 8,35 [4]. Повышенная щелочность растворов способствовала широкому замещению сульфидов карбонатами, несмотря на низкие температуры минералообразования.

Сопоставление минеральных ассоциаций, характеризующих ход процесса минералообразования в полиметаллических месторождениях Армянской ССР, приводит к выводу о том, что типоморфные минеральные ассоциации, признаки закономерной смены их во времени, сходство минерального состава и последовательности выделения минералов принципиально одни и те же на различных полиметаллических месторождениях региона. Иными словами, несмотря на разнообразие геологических условий формирования месторождений, отклонения от общей схемы развития минеральных ассоциаций невелики. Это свидетельствует о том, что особенности развития полиметаллического оруденения в регионе зависят не столько от вмещающей среды, сочетания структур и т. д., сколько от специфики самих рудоносных растворов. Приведенные данные свидетельствуют о близости состава и свойств рудообразующих растворов и об узком диапазоне изменения физико-химических параметров рудообразования во времени и пространстве.

Иными словами, сходство схем формирования минеральных ассоциаций в полиметаллических месторождениях позволяет предполагать однотипность процесса рудообразования в регионе.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱԳԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՏԻՊԱՄՈՐՖ
ՄԻՆԵՐԱԿԱՅԻՆ ԱՍՈՑԻԱՑԻԱՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկվում է հարցերի մի համակարգ՝ կապված Հայկական ՍՍՀ բազմամետաղային հանքավայրերի միներալոգիայի հետ: Բերվում է բազմաթիվ միներալային ասոցիացիաների համեմատական բնութագիրն ըստ հանքավայրերի: Նշվում է նրանց առաջադեման պայմանների նմանությունը և ենթադրվում է նրանց պատկանելությունը մեկ կամ մի քանի միատիպ գեոքիմիական համակարգի:

A. H. KODJOYAN, S. S. MKERTCHIAN

THE ARMENIAN SSR POLYMETALLIC ORE DEPOSITS
TYPOMORPHOUS MINERAL ASSOCIATIONS

A b s t r a c t

Some questions connected with the mineralogy of the Armenian SSR polymetallic ore deposits are considered in this paper. The comparative characteristic of mineral associations is brought as well as an assumption is made the different associations to belong to a single or to several similar-type geochemical systems.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Добровольская М. Г., Коджоян А. А., Кортман Г. В. Минеральный состав руд Шумянского полиметаллического месторождения и закономерности распределения в них редких и рассеянных элементов. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 30, № 2, 1977.
2. Коджоян А. А., Мкртчян С. С. Условия образования сфалеритов и галенитов на примере колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 28, № 4, 1975.
3. Хачатурян Э. А., Коджоян, А. А., Мкртчян С. С. Геохимические особенности формирования полиметаллического оруденения на территории Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 35, № 5, 1982.
4. Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. Изд. АН СССР, 1956.

УДК: 552.08 : 550.42 : 546.027

К. А. КАРАМЯН, В. И. ЛУЦЕНКО, И. В. ЛУЦЕНКО

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В НЕДРАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТОДАМИ ТЕОРИИ НЕОДНОРОДНОСТИ

К изучению геохимических связей элементов в минералах и исследованию минеральных ассоциаций в руде привлечены результаты разделительного эксперимента и новые статистические оценки *степени неоднородности* распределения концентрации исследуемого химического элемента в руде и *относительной зависимости* рассматриваемого элемента от любого другого. Величина степени неоднородности служит верхней границей реализации указанной относительной зависимости. Статистические оценки, характеризующие руду как многомерную систему, обоснованы теорией неоднородности.

В рудах цветных металлов известны несколько видов связи между химическими элементами: химическая связь образующих минералы элементов, геохимическое замещение ионов одного элемента ионами другого, близкого по химическим свойствам элемента в кристаллической решетке минерала, парагенетическая связь, минеральная ассоциация. В руде, как многомерной системе, могут наблюдаться еще и другие, менее явные связи, которые мы в дальнейшем отнесем к разряду «кинематических».

Связи элементов в рудах изучаются с помощью геохимических и минералогических исследований. В работе [1] показано, что в отдельных случаях на помощь этим исследованиям может прийти разделительный эксперимент (обогащение руды).

Механические методы обогащения руд основаны на разделении минералов по их природным свойствам. Поэтому о связи химических элементов в данном минерале или о возможных связях минералов в руде можно судить по поведению минералов и элементов в процессе обогащения руды. Подготовленная к обогащению руда является механической смесью измельченных зерен различных минералов, которые в технологическом потоке перемещаются в разные продукты, т. е. извлекаются из руды, в соответствии с заданными условиями разделения минералов. Например, в итоге обогащения медно-молибденовой руды происходит разделение массы руды на концентраты (молибденовый и медный) и отходы обогащения. Каждый из этих продуктов характеризуется следующими технологическими показателями:

γ — выходом массы полученного продукта из массы переработанной руды;

β_* — концентрацией в продукте ведущего химического элемента, который преобладает над другими (поскольку его концентрирование было целью технологического процесса) и концентрацией β

других сопутствующих химических элементов, которые по разным обстоятельствам попали в этот продукт;

ϵ_k — извлечением в продукт преобладающей массы ведущего химического элемента из его массы, имеющейся в руде, и ϵ_i — сопутствующим извлечением некоторой массы каждого другого химического элемента, соответственно, от имевшейся в руде массы каждого из них.

Уравнение связи между технологическими показателями выхода γ и извлечения ϵ для данного продукта вытекает из их определений [2].

$$\epsilon_n = \frac{\beta_n}{\bar{\beta}} \gamma_n, \quad (1)$$

где

β_n — концентрация рассматриваемого химического элемента в данном продукте с выходом γ_n ;

$\bar{\beta}$ — средняя концентрация рассматриваемого элемента в руде

$$\bar{\beta} = \sum_n \beta_n \gamma_n. \quad (2)$$

Поскольку продукты, полученные в процессе обогащения руды, отличаются типологическими признаками γ , β и ϵ , характеризующими поведение каждого химического элемента, присутствовавшего в руде со средней концентрацией $\bar{\beta}$, то можно говорить, что продукты обогащения представляют собой типичные кластеры, а разделительный процесс можно рассматривать как процесс кластеризации [3]. Назовем продукты разделительного процесса «технологическими кластерами».

Отношение показателя извлечения сопутствующего химического элемента ϵ_i к показателю ведущего химического элемента ϵ_k (в его кластер с выходом γ_k) может при некоторых условиях характеризовать степень связи этих элементов в минерале или в минеральной ассоциации [4].

$$\frac{\epsilon_i}{\epsilon_k} = \frac{\frac{\beta_i}{\bar{\beta}_i} \gamma_k}{\frac{\beta_k}{\bar{\beta}_k} \gamma_k} = \frac{\beta_i}{\bar{\beta}_i} \frac{\bar{\beta}_k}{\beta_k} = A_k^{(i)}, \quad (3)$$

где

$A_k^{(i)}$ — технологический критерий связи между сопутствующим (i) и ведущим (k) химическими элементами в данном технологическом кластере.

В случае, когда

$$\epsilon_i = \epsilon_k, \text{ имеем } A_k^{(i)} = 1. \quad (4)$$

Тогда из выражения (3) получаем для данного кластера

$$\frac{\beta_i}{\beta_k} = \frac{\bar{\beta}_i}{\bar{\beta}_k}. \quad (5)$$

Выражения (4) и (5) определяют необходимые условия для наличия геохимической взаимосвязи (изоморфизма) между элементами (i) и

(*k*) в данном минерале, извлекаемом в данный кластер. Однако, достаточными эти условия могут стать лишь в том случае, когда они удовлетворяются всеми кластерами, полученными в процессе обогащения руды.

В случае, когда $\epsilon_i = \epsilon_k A_k^{(i)}$ исчезающе мало при данном значении ϵ_k , то технологический критерий связи соответственно имеет весьма малое численное значение и это может указывать на два обстоятельства: во-первых, химические элементы (*i*) и (*k*) в принятом технологическом процессе обогащения руды практически полностью разделяются друг от друга, во-вторых, между этими элементами нет непосредственной связи в руде.

В качестве производственного примера рассмотрим результаты разделительного процесса, приведенные в табл. 1 для молибденового и медного концентратов, полученных из руды Каджаранского месторождения.

Таблица 1

Определение технологического критерия связи $A_k^{(i)}$

Показатели	Ведущего элемента (<i>k</i>)	Сопутствующих элементов (<i>i</i>)			
Химические элементы	1 <i>Mo</i> , %	2 <i>Cu</i> , %	3 <i>S</i> , %	4 <i>Re</i> , г/т	5 <i>Se</i> , г/т

Исходная медно-молибденовая руда

Концентрация элементов	0,0541	0,318	0,70	0,28	2,10
------------------------	--------	-------	------	------	------

Молибденовый концентрат

Выход γ	0,0882				
Концентрация	50,49	0,49	35,05	260,0	198,0
$\frac{\beta_i}{\beta_k}$ в конц.	—	0,010	0,694	5,150	3,921
в руде	—	5,878	12,939	5,175	38,817
$A_k^{(i)}$	—	0,0017	0,0536	0,995	0,101
Извлечение ε	82,31	0,14	4,41	81,90	8,31

Медный концентрат

Химические элементы	2 <i>Cu</i> , %	1 <i>Mo</i> , %	3 <i>S</i> , %	4 <i>Re</i> , г/т	5 <i>Se</i> , г/т
Выход γ	1,342				
Концентрация элементов	18,32	0,051	32,73	0,27	119,0
$\frac{\beta_i}{\beta_k}$ в конц.	—	0,0027	1,786	1,015	6,496
в руде	—	0,1700	2,200	0,880	6,600
$A_k^{(i)}$	—	0,0158	0,812	0,017	0,984
Извлечение ε	77,31	1,22	62,77	1,31	76,10

Пронумеруем интересующие нас химические элементы: 1—молибден, 2—медь, 3—сера, 4—рений, 5—селен.

Рассмотрим данные, характеризующие молибденовый концентрат. Для рения и молибдена критерий $A_1^{(4)}$ устанавливает наличие усло-

вий изоморфизма по выражениям (4) и (5). Из-за возможной погрешности отбора проб и их анализа, реальное значение показателей составляет

$$A_1^{(4)} = 0,995, \quad \epsilon_1^{(4)} = 82,9\%, \quad \epsilon_1 = 82,3\%.$$

Изоморфизм рения и молибдена в кристаллической решетке минерала молибденита подтверждается статистическим постоянством отношения $\frac{\beta_4}{\beta_1}$ в руде, в минералогических образцах и любом продукте, отобранном из технологического процесса обогащения руды Каджаранского месторождения [5].

$$\frac{\beta_4}{\beta_1} = 5,0 \pm 0,2 \frac{z/m Re}{\% Mo}. \quad (6)$$

Для меди и молибдена критерий $A_1^{(2)} = 0,0017$ устанавливает практически полное разделение медных минералов от минерала молибденита, что соответствует весьма малой величине извлечения меди в молибденовый концентрат—0,14%.

Рассмотрим данные, характеризующие медный концентрат. Для селена и меди величина критерия $A_1^{(5)} = 0,984$ говорит о наличии большой связи между этими элементами. Действительно, значения показателей их извлечения практически очень близки: $\epsilon_1^{(5)} = 76,1\%$ и $\epsilon_2 = 77,3\%$. Из геохимических представлений известно, что ионы селена замещают ионы серы в решетке медного минерала—халькопирита [6]. Халькопирит является преимущественным сульфидным минералом в данной руде и поэтому имеет в себе преобладающее количество селена.

Высокая концентрация селена в молибденовом концентрате позволяет предположить наличие изоморфной связи селена с серой в кристаллической решетке минерала молибденита, однако, малая величина критерия $A_1^{(5)} = 0,101$ этого обстоятельства не отмечает.

Как мы видим, методология разделительного эксперимента оказывает существенную помощь минералогическим и геохимическим исследованиям в деле оценки связей химических элементов в руде, однако не исчерпывает всего многообразия связей элементов этой многомерной системы.

Более широкую картину взаимоотношений между химическими элементами в руде открывает применение методов теории неоднородности, разработанной в [7, 8] для одномерной статистической системы и распространенной в [9] на многомерный случай. Теория имеет целью исследование естественно-научного явления неоднородности природных объектов, к числу которых относятся месторождения полезных ископаемых (руд).

Распределение исследуемого химического элемента (и его носителя—рудного минерала) в недрах месторождения обычно характеризуется неравномерным размещением массы элемента в структурных частях, на которые разбивается месторождение в процессе геологической разведки. Под структурной частью условимся понимать определенную окрестность вокруг отбираемой при разведке месторождения геологической пробы. Концентрация элемента в пробе распространяется

на всю эту окрестность. Из множества структурных частей месторождения выделим подмножество частей, имеющих одинаковую концентрацию исследуемого элемента β . Обозначим через $\gamma(\beta)$ долю массы выделенного подмножества от общей массы руды, как отношение числа геологических проб в выделенном подмножестве к общему числу в системе (при условии, что массы геологических проб практически одинаковы).

Отложим на оси абсцисс все наблюдаемые в пробах значения концентрации исследуемого химического элемента и каждому значению поставим в соответствие величину $\gamma(\beta)$; тем самым мы получим распределение структурных частей системы по концентрации элемента. Функция $\gamma(\beta)$ формально совпадает с определением «плотности распределения вероятностей».

Описывая систему посредством функций $\gamma(\beta)$, мы отвлекаемся от заданного в определенных координатах места взятия геологических проб. В статистическом подходе к системе изначальные структурные части месторождения (пробы) группируются в статистические подмножества, независимо от привязки проб. Таким образом, мы переходим от системы «руда, залегающая в недрах месторождения» к статистическому представлению о руде, как о вероятностной системе, выраженной γ -распределением.

Каждому γ -распределению по уравнению связи (1) ставится в соответствие ε -распределение.

Методологическая особенность развиваемого теорией неоднородности нового подхода к изучению сложных систем состоит в сопоставлении функций $\gamma(\beta)$ и $\varepsilon(\beta)$.

Так, величина степени неоднородности системы по характеру распределения в ее структурных частях исследуемого к-того признака определяется выражением (7, 8).

$$L_k = \sum_{\Delta > 0} [\gamma(\beta_k) - \varepsilon(\beta_k)] = \sum_{\Delta > 0} \gamma(\beta_k) \left[1 - \frac{\beta_k}{\bar{\beta}} \right], \quad (7)$$

где символ $\Delta > 0$ означает, что суммирование ведется по положительным значениям разности функций.

L —критерий ограничен значениями

$$0 \leq L \leq 1 - \bar{\beta}. \quad (8)$$

Однородное размещение рассматриваемого признака в структурных частях системы определяется условием: концентрация признака в любой части системы должна быть равна его средней концентрации

$$\beta = \bar{\beta}. \quad (9)$$

Из выражения (7) в этом случае следует $L=0$. Отступление от условия (9) означает появление неоднородного размещения признака в структурных частях системы и в этом случае L —критерий определяет степень неоднородности этого размещения, характеризуемого γ -распределением.

Многомерная система характеризуется степенью неоднородности каждого признака, фиксируемого в ее структурных частях. В этом слу-

чае необходимо отличать спектр шкалированного признака (k) от сопутствующих ему спектров всех остальных признаков (i), фиксируемых в структурных частях шкалированного γ -распределения¹.

Таким образом, каждый из n исследуемых признаков многомерной системы один раз выступает в роли шкалированного и $n-1$ раз в роли сопутствующего признака.

Метод обнаружения и оценки относительной зависимости признаков основан на том соображении, что при наличии указанной зависимости спектр шкалированного признака (k) оказывает некоторое принуждение на формирование сопутствующих спектров всех остальных признаков (i) и это принуждение проявляется тем резче, чем больше реальная зависимость между признаками. Тогда интервальные значения β_i по шкале распределения $\gamma(\beta_k)$ можно представить в виде функции $\beta_i(\beta_k)$. Соответственно, интервальное значение сопутствующей функции извлечения будет

$$\varepsilon[\beta_i(\beta_k)] = \frac{\beta_i(\beta_k)}{\bar{\beta}_i} \gamma(\beta_k). \quad (10)$$

В работе [9] показано, что суммирование по всем интервалам шкалы положительных значений разности функций «шкалированного выхода проб» и «сопутствующего извлечения металла» дает величину относительной зависимости сопутствующего признака (i) от шкалированного признака (k).

$$L_i^{(1)} = \sum_{\Delta > 0} \{\gamma(\beta_k) - \varepsilon[\beta_i(\beta_k)]\} = \sum_{\Delta > 0} \gamma(\beta_k) \left[1 - \frac{\beta_i(\beta_k)}{\bar{\beta}_i} \right]. \quad (11)$$

Отметим, что каждый интервал концентрации вероятностного распределения шкалированного химического элемента характеризуется таким же набором типологических признаков, что и рассмотренные выше «технологические кластеры», полученные в процессе промышленного обогащения руды. Поэтому назовем интервал шкалы γ -распределения «вероятностным кластером».

Показанная нами аналогия между вероятностными кластерами (характеризующими статистическое разбиение системы на части) и технологическими кластерами (характеризующими реальное производственное разбиение природного объекта на части) дает основание использовать L -формализм теории неоднородности в исследовании многомерных систем любой природы, в которых поведение признаков выражается распределением.

Рассмотрим простейший пример системы с вариацией двух химических элементов: меди (1) и железа (2). В табл. 2 приведено распр-

¹ Процедура шкалирования спектра исследуемого признака заключается в разбиении размаха колебаний его концентрации на ограниченное количество интервалов с заданным шагом и в определении γ -распределения; в каждом интервале определяются усредненные концентрации шкалируемого химического элемента (k) и всех ему сопутствующих элементов (i). По шкалированной функции $\gamma(\beta_k)$ определяются: шкалированная функция $\varepsilon(\beta_k)$ и сопутствующие функции извлечения всех остальных элементов, как это показано ниже в таблицах 2 и 3.

Таблица 2

Эмпирические распределения проб геологической разведки (массы руды) и заключенной в них массы металлов меди (1) и железа (2) по шкалированному спектру концентрации меди (1). Шаг интервала шкалы 0,05%.

Ведущий элемент — медь						Сопутствующий элемент—железо		
№ интер- вала шкалы	Распреде- ление проб	Выход проб $\gamma(\beta_1)$	Средняя концентра- ция в ин- тервале β_1 %	Извлечение меди $\epsilon(\beta_2)$	Разность функций $\gamma(\beta_1) - \epsilon(\beta_1)$	Средняя концентра- ция в ин- тервале $\beta_2(\beta_1)$ %	Извлечение железа $\epsilon[\beta_2(\beta_1)]$	Разность функций $\gamma(\beta_1) - \epsilon[\beta_2(\beta_1)]$
1	8	0,02952	0,08000	0,00953	0,01999	4,58500	0,02596	0,00056
2	37	0,13653	0,12351	0,06827	0,06826	4,28027	0,12806	0,01147
3	49	0,18081	0,17040	0,12433	0,05648	4,47530	0,17318	0,00763
4	73	0,26937	0,21751	0,23691	0,03246	4,85105	0,27966	—
5	44	0,16236	0,26863	0,17600	—	4,59090	0,15952	0,00284
6	22	0,08118	0,31954	0,10468	—	4,86045	0,08444	—
7	14	0,05166	0,36500	0,07669	—	4,67642	0,05170	—
8	6	0,02214	0,41666	0,03722	—	4,87333	0,02300	—
9	5	0,01845	0,46600	0,03469	—	5,37800	0,02123	—
10	5	0,01845	0,51400	0,03826	—	5,15600	0,02035	—
11	2	0,00738	0,55000	0,01638	—	4,39500	0,00694	0,00044
13	1	0,00369	0,69000	0,01027	—	5,44000	0,00429	—
15	2	0,00738	0,76000	0,02263	—	4,37502	0,00691	0,00,47
17	1	0,00369	0,87000	0,01295	—	7,26000	0,00573	—
19	2	0,00738	1,07500	0,03201	—	5,63000	0,00888	—
Сумма	271	1,00		1,00			1,00	

Критерии	$\bar{\beta}_1 = 0,24780$	$L_1 = 0,17719$	$\bar{\beta}_2 = 4,67247$	$L_1^{(2)} = 0,02341$
----------	---------------------------	-----------------	---------------------------	-----------------------

деление наблюдательных данных по шкале концентрации меди $\gamma(\beta_1)$ с шагом интервала шкалы 0,05%. В табл. 3 приведено распределение наблюдательных данных по шкале концентрации железа $\gamma(\beta_2)$ с шагом интервала шкалы 0,50%. Таблицы представляют собой форму, в которой ЭВМ выдает эмпирическое распределение проб геологической разведки по заданным интервалам концентрации шкалированного химического элемента и выдает конечные результаты расчета статистических оценок: средней концентрации в объекте шкалированного химического элемента $\bar{\beta}_k$ и всех сопутствующих ему элементов $\bar{\beta}_i$, а также критериев L_k и $L_k^{(i)}$.

Составим по конечным результатам матрицу

$$\begin{matrix} L_1 & L_2^{(1)} \\ L_1^{(2)} & L_2 \end{matrix} \tag{12}$$

Диагональные члены матрицы представляют значения степени неоднородности распределения химических элементов в системе; недиагональные—значения относительной зависимости этих элементов. В случае большого количества рассматриваемых элементов, число членов матрицы возрастает (табл. 4 является примером матрицы для шести химических элементов).

Таблица 3

Эмпирические распределения проб геологической разведки (массы руды) и заключенной в них массы металлов железа (2) и меди (1) по шкалированному спектру концентрации железа (2). Шаг интервала шкалы 0,50 %.

Ведущий элемент — железо						Сопутствующий элемент — медь		
№ интервала шкалы	Распределение проб	Выход проб $\gamma(\beta_2)$	Средняя концентрация в интервале β_2 %	Извлечение железа $\epsilon(\beta_2)$	Разность функций $\gamma(\beta_2) - \epsilon(\beta_2)$	Средняя концентрация в интервале $\beta_1(\beta_2)$ %	Извлечение меди $\epsilon[\beta_1(\beta_2)]$	Разность функций $\gamma(\beta_2) - \epsilon[\beta_1(\beta_2)]$
1	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—
3	1	0,00369	1,77000	0,00139	0,00230	0,27000	0,00402	—
4	1	0,00369	2,23000	0,00176	0,00193	0,27000	0,00402	—
5	5	0,01845	2,67800	0,01057	0,00588	0,22200	0,01652	0,00193
6	18	0,06642	3,32722	0,04729	0,01913	0,20777	0,05568	0,01074
7	42	0,15498	3,78666	0,12559	0,02939	0,22833	0,14279	0,01219
8	55	0,20235	4,25650	0,18489	0,01806	0,23336	0,19111	0,01184
9	62	0,22878	4,72741	0,22878	—	0,23351	0,21557	0,01321
10	43	0,15867	5,26348	0,17873	—	0,25632	0,16411	—
11	16	0,05904	5,70312	0,07206	—	0,26250	0,06253	—
12	13	0,04797	6,22153	0,06387	—	0,36846	0,07132	—
13	10	0,03690	6,67400	0,05270	—	0,30100	0,04482	—
14	2	0,00738	7,15000	0,01129	—	0,53500	0,01593	—
15	3	0,01107	7,74333	0,01834	—	0,26333	0,01176	—
Сумма	271	1,00		1,00		1,00		

Критерии

$\bar{\beta}_2 = 4,67249$
 $L_2 = 0,07867$

$\bar{\beta}_2 = 0,24781$
 $L_2^{(1)} = 0,04991$

Таблица 4

Матрица относительной зависимости для шести химических элементов в медно-молибденовой руде

Сопутствующие признаки	Шкалированные признаки					
	Молибден 1	Медь 2	Сера 2	Рений 4	Селен 5	Железо 6
Молибден	0,3191	0,1756	0,1638	0,2988	0,2273	0,0827
1		55%	51%	94%	71%	26%
Медь	0,1056	0,1772	0,0864	0,1055	0,1109	0,0499
2	60%		49%	60%	63%	28%
Сера	0,0809	0,0738	0,2539	0,1034	0,1257	0,0870
3	32%	29%		41%	50%	34%
Рений	0,2827	0,1885	0,1913	0,3142	0,2724	0,1918
4	90%	60%	61%		87%	61%
Селен	0,1155	0,1362	0,0841	0,1122	0,2067	0,0505
5	56%	66%	41%	54%		24%
Железо	0,0308	0,0234	0,0327	0,0341	0,0308	0,0787
6	39%	30%	42%	43%	39%	
Средняя концентрация	0,0604 %	0,2478 %	0,8183 %	0,3322 г/т	4,99 г/т	4,6725 %
Шаг интервала шкалы	0,01 %	0,05 %	0,10 %	0,05 г/т	0,50 г/т	0,50 %

Согласно работе [9] область изменения критериев относительной зависимости определяется границами

$$0 \leq L_2^{(1)} \leq L_1; 0 \leq L_1^{(2)} \leq L_2. \quad (13)$$

Для определения степени близости (или удаленности) критериев относительной зависимости от своих граничных значений, предложен дополнительный критерий, характеризующий стадию относительной зависимости элементов [9]

$$E_2^{(1)} = \frac{L_2^{(1)}}{L_1} 100; E_1^{(2)} = \frac{L_1^{(2)}}{L_2} 100, \quad (14)$$

E —критерий указывает процент реализации данным значением $L_2^{(1)}$ своего предельного значения, равного L_1

Рассмотрим граничные условия.

Случай, когда

$$L_2^{(1)} = L_1 = L_2 = L_1^{(2)} \quad (15)$$

соответствует изоморфной взаимосвязи химических элементов, когда между концентрациями элементов имеется взаимно-однозначное соответствие по выражению (5).

При изоморфизме элементов имеем

$$E_2^{(1)} = E_1^{(2)} = 1. \quad (16)$$

Случай, когда

$$L_2^{(1)} = 0, L_1^{(2)} = 0 \quad (17)$$

означает отсутствие относительной зависимости элементов (но отнюдь не отсутствие корреляционной взаимосвязи, которая определяется другими условиями!) [9]. При этом

$$E_2^{(1)} = E_1^{(2)} = 0. \quad (18)$$

В табл. 4 представлена матрица относительной зависимости шести химических элементов: молибдена, меди, серы, рения, селена, железа (общего) в медно-молибденовой руде Каджаранского месторождения. Наблюдательные данные взяты по результатам геологического опробования штольни, пройденной на горизонте 2000 м в средней части рудного штокверка вкрест его простирания. Эта штольня характеризует состав руды, переработанной на обогатительной фабрике за десятки лет эксплуатации месторождения. Из журнала опробования данные перенесены вручную на карточки, которые в качестве исходных документов были переданы в ВЦ Ереванского государственного университета, где и проводилась обработка наблюдательных данных на ЭВМ. В эмпирических распределениях участвовала 271 проба (для рения 260 проб).

Поскольку выше с помощью разделительного эксперимента был доказан геохимический изоморфизм рения и молибдена в минерале молибдените, то посмотрим, какие указания даст по этому поводу матрица. Таблица 4 показывает следующее: во-первых, критерии степени неоднородности молибдена $L_1=0,3191$ и рения $L_4=0,3142$ практически

равны; во-вторых, критерии относительной зависимости рения от молибдена $L_1^{(4)} = 0,2827$ ($E_1^{(4)} = 90\%$) и молибдена от рения $L_4^{(1)} = 0,2988$ ($E_4^{(1)} = 94\%$) достаточно близки к показателям L_1 и L_4 .

Учитывая значительную погрешность массового химического определения весьма малых количеств рения в бедных по концентрации молибдена пробах геологической разведки, можно считать, что по данным 260 проб степень приближения $L_4^{(1)}$ к $L_1^{(4)}$ а также к L_1 и L_4 , вполне убедительно свидетельствует об изоморфной связи этих элементов в кристаллической решетке минерала молибденита.

Менее явно оцениваются связи селена. Сложность заключается в том, что селен в руде Каджаранского месторождения, по геохимическим представлениям, может замещать ионы серы в кристаллической решетке минералов: молибденита, халькопирита и пирита, представляющих основные стадии рудной минерализации на месторождении (полиметаллическая стадия весьма ограничена). Относительная зависимость селена (через серу) от минерала молибденита (т. е. от элемента—молибдена) составляет $L_1^{(5)} = 0,1155$ ($E_1^{(5)} = 56\%$); от минерала халькопирита (меди) — $L_2^{(5)} = 0,1362$ ($E_2^{(5)} = 66\%$). Эти данные говорят о наличии заметной зависимости с реализацией связи на уровне 56—66% от максимальной. За бортом нашего рассмотрения осталась еще пиритная сера, с которой также связан селен [6] (поскольку мы не разделили породообразующего железа от сульфидного). Проследим обратные связи: зависимость молибдена от селена составляет $L_5^{(1)} = 0,2273$, т. е. вдвое больше, чем $L_1^{(5)}$, с реализацией связи на 71% от максимальной; меди от селена $L_5^{(2)} = 0,1109$ ($E_5^{(2)} = 63\%$). Эти данные подчеркивают наличие «коррективных» связей селена: где есть молибден, там есть селен и где есть медь, там есть селен. Но там, где есть селен, там может быть и молибден, и медь, и пиритное железо.

Сера входит в состав трех преобладающих в руде минералов: молибденита, халькопирита и пирита. Здесь связи несомненны—они заданы вещественным составом этих минералов и определяются стехиометрическим отношением химических элементов. Коль скоро селен, по нашим представлениям, не может находиться вне связи с серой, то сравнительно малые уровни связей $L_3^{(5)} = 0,0841$ ($E_3^{(5)} = 41\%$) и $L_5^{(3)} = 0,1257$ ($E_5^{(3)} = 50\%$) объясняется тем, что связи идут по указанным минералам-носителям, а последние характеризуются здесь концентрациями молибдена и меди и, как показано выше, эти связи обнаруживаются вполне определенно. Кажущаяся «аномалия» в относительной зависимости пары элементов $S \rightleftharpoons Se$ может указывать на характерное для сложных систем явление эмерджентности, как непредвиденное осложнение связей [10].

Осталось рассмотреть взаимоотношения основных минералов, давших наименование руде. Из минералогического изучения месторождения [11] известно, что взаимоотношения молибденита и халькопирита (в сопровождении пирита) сложились вследствие наложения качественно различных и одновременных стадий минерализации. Поэтому матрица может дать интегральное представление. Оно сводится к следующему: относительная зависимость молибдена от меди $L_2^{(1)} = 0,1756$ (55%) почти вдвое больше, чем меди от молибдена $L_1^{(2)} = 0,1065$ (60%) с реализацией

связи на 55—60% от максимальной. Суждение об этом можно сформулировать так: где есть молибден, там присутствует медь, но где есть медь, там молибден может и не присутствовать, или присутствовать с малыми концентрациями. Это положение действительно имеет место на месторождении и полученные данные могут служить подтверждением наблюдаемой определенной зональности вкрест простирания штокверка [11].

Концентрация общего железа (породообразующего+сульфидного) привлечена к рассмотрению в матрице из соображений достаточно равномерного размещения общего железа на месторождении. Действительно, матрица показывает, что степень неоднородности месторождения по распределению общего железа весьма мала $L_6=0,0787$. Такое состояние системы, по сравнению с $L_1=0,3191$ или $L_2=0,1772$ можно считать практически однородным. Однако, Е-критерием показывает реализацию связи железа со всеми другими элементами на уровне 30—40% от максимальной, и связи ведущих элементов с железом на уровне 24—34%. Откуда такой заметный уровень реализации относительной зависимости при столь малом значении L_6 ? В этом может играть роль сульфидное железо, но скорее здесь обнаруживается значение «кинематических», наложенных извне, зависимостей, наличие которых можно объяснить одновременным присутствием в руде многих элементов. Эти вопросы сродни пороговому значению «шума» в многомерных зависимостях [12].

Диагональные члены матрицы представляют степень неоднородности распределения минерализации и характеризуют слабую неоднородность по молибдену, меди и сере (и, соответственно, рению и селену). Таким образом, статистический анализ подтверждает тот факт, что месторождение представлено единым штокверком со слабой неоднородностью рудной минерализации [13].

Представленные результаты являются первой попыткой применения L-формализма для характеристики отдельных сторон месторождения, как сложной системы. В сопоставлении с методами минералогического и технологического изучения месторождения, новый метод статистической характеристики неоднородности распределения признаков и их относительной зависимости в сложных системах [7, 9] дал весьма содержательные количественные оценки, показывающие степень сложности месторождения по этим факторам.

Нам приятно выразить признательность А. Т. Асланяну, А. Г. Худавердяну и В. М. Тер-Антоняну за обсуждения различных аспектов данной работы. Мы признательны Г. Г. Абрамяну за помощь в получении численных результатов на ЭВМ.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР,

Армянский филиал научно-исследовательского
ин-та планирования и нормативов при

Госплане СССР,

Ереванский государственный
университет

Поступила 10. III. 1984.

ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԸՆԴԵՐՔՈՒՄ ՔԻՄԻԱԿԱՆ ՏԱՐՐԵՐԻ ՀԱՐԱՔԵՐԱԿԱՆ
ԿԱԽՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՈՒՄԸ ԱՆՀԱՄԱՍԵՌՈՒԹՅԱՆ
ՏԵՍՈՒԹՅԱՆ ՄԵԹՈԴՆԵՐՈՎ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Վ

Միներալներում տարրերի գեոքիմիական կապերի ուսումնասիրման և հանքանյութում միներալային ասոցիացիաների հետազոտման նպատակներով ներգրավված են տարանջատման գիտափորձի արդյունքները, ինչպես նաև հանքանյութում հետազոտվող քիմիական տարրի կոնցենտրացիայի տեղաբաշխման սինհամասեռության աստիճանի և քննարկվող տարրի ցանկացած այլ տարրից հարաբերական կախվածության նոր վիճակագրական գնահատումները: Անհամասեռության աստիճանի մեծությունը հանդիսանում է վերահիշյալ հարաբերական կախվածության իրականացման վերին սահմանը: Հանքանյութը որպես բազմաչափ համակարգ բնութագրող վիճակագրական գնահատումները հիմնավորված են անհամասեռության տեսությամբ:

C. A. KARAMIAN, V. I. LUTSENKO, I. V. LUTSENKO

THE CHEMICAL ELEMENTS RELATIVE DEPENDENCE
DETERMINATION IN THE ORE DEPOSIT ENTRAILS;
BY METHODS OF THE HETEROGENEITY THEORY

A b s t r a c t

For studying the elements' geochemical connections in minerals and for investigation the mineral associations in an ore the results of a partitive experiment and new statistical evaluations of the investigated chemical element concentration distribution *heterogeneity degree* in an ore as well as the considered element *relative dependence* on the every other one are involved. The heterogeneity degree value is the upper limit of the mentioned relative dependence realization. Statistical evaluations, characterizing the ore as a multi-dimensional system, are substantiated by the heterogeneity theory.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акмаева С. С., Акопян А. О., Карамян К. А., Луценко В. И. К вопросу об оценке благородных металлов Каджаранского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXIV, № 3, 1981.
2. Митрофанов С. И., Барский Л. А., Самыгин В. Д. Исследование полезных ископаемых на обогатимость, М., Недра, 1974.
3. Дюран Б., Оделл П. Кластерный анализ. М., Статистика, 1977.
4. Акмаева С. С. Технологическая оценка руд и концентратов по извлекаемому содержанию рассеянных элементов. Научные труды НИГМИ (Армнипроцветмет), Ереван, вып. II, 1961.
5. Луценко В. И., Акмаева С. С., О балансе распределения рассеянных металлов в продуктах обогащения. ДАН Арм. ССР, т. XXX, № 2, 1960.

6. Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. и др. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Арм.ССР, Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1972.
7. Луценко В. И., Луценко И. В., Тер-Антонян В. И. Критерий неоднородности одномерных статистических систем. ДАН Арм.ССР, т. LXXIV, № 5, 1982.
8. Луценко В. И., Луценко И. В., Тер-Антонян В. М., Теория неоднородности систем с вариацией одного признака. Изд. Ереванского университета, 1979.
9. Луценко В. И., Луценко И. В., Тер-Антонян В. М. Критерий относительной корреляции признаков в многомерных статистических системах. ДАН Арм. ССР, т. LXXVI, № 3, 1983.
10. Барский Л. А., Козин В. З. Системный анализ в обогащении полезных ископаемых. М., Недра, 1978.
11. Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатян Т. А., Каджаранское медно-молибденовое месторождение (геологическое строение, структура и условия образования), Изд. АН АрмССР, Ереван, 1969.
12. Айвазян С. А., Бежлева З. Н., Староверов О. В. Классификация многомерных наблюдений, М., Статистика, 1974.
13. Акопян А. Г., Луценко В. И., Раганиян А. А. Учет особенностей руды Каджаранского месторождения в промышленной схеме обогащения. Сб. научных трудов Армнипроцветмета. Состояние минерально-сырьевой базы и перспективы рационального комплексного использования сырья в цветной металлургии Арм.ССР. Ереван, 1983.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.541 + 552.582

Р. А. МАНДАЛЯН

О ГЛУБОКОВОДНЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ БАЗУМСКОГО ХРЕБТА

По северным склонам Базумского хребта в бассейне правобережных притоков верхнего течения р. Дзорагет обнажается карбонатная серия, сложенная в значительной мере перекристаллизованными известняками и их кремнистыми разновидностями. В структурном плане известняковая серия слагает ядро и север-северо-западное крыло Базумского асимметричного горст-антиклинория, а также его обрамление. К север—северо-западу ее выходы ограничиваются зоной Базумского глубинного разлома юго-западного простирания. На основании региональных сопоставлений и находок в перекрывающих слоях альбских аммонитов возраст серии датируется неокомом¹ [1—2]. При этом предполагается также наличие в нижней части серии верхнеюрских известняков.

Исходя из структурно-геологических предпосылок, А. Т. Асланян и М. А. Сатян предполагают глубоководную природу этой серии и доказывают ее принадлежность к зонам глубинных разломов, ограничивающих Базумо-Кафанскую тектоническую зону в позднеюрское—меловое время [3].

Известняковая серия интенсивно дислоцирована с образованием опрокинутых складок, которые осложнены разрывами. В условиях задернированности это затрудняет определение истинной мощности, которая нами ориентировочно определяется (в объеме катнахпюрской и спитакской свит) в пределах 450—650 м. Известняки прорваны небольшими телами ультраосновного, основного и кислого состава; участками в них залегают кислые вулканиты (бассейн р. Мец-Ару), а в кровле—пачки и прослои алевролитов, включая вулканомиктовые разновидности.

В составе ее преобладают тонкослоистые известняки, которые, как правило, рассланцованы; в обнажении—серые породы с голубоватым или светлокориичневым оттенком и однородной (сливной) структурой. В свежем изломе заметны эллипсоидальные пятна, постепенно сливающиеся с общим однородным фоном породы. Ее главным компонентом являются раковинки планктонных фораминифер, представленные тельцами-сферками округлой или грушевидной формы (0,05—0,25 мм) и почковидными агрегатами, состоящими из слившихся в комочек 2—3 аналогичных телец. В разном количестве (8—45%) в известняках при-

¹ Известняки г. Спитак содержат остракоды нижнемелового облика [1].

существует микрозернистый кальцит в смеси с тонкодетритовым материалом, в котором рассеяны распавшиеся фрагменты и цельные раковинки фораминифер. Эта постоянная ассоциация позволяет предполагать, что в главной массе микрозернистый компонент образован за счет распада или растворения фораминифер, а возможно, и при участии иного планктона.

В известняках присутствуют раковинки радиолярий (0,4—0,6 мм), развитые неравномерно — от единичных включений до значительных скоплений (15—25%). В слабо преобразованных разновидностях сохранена первичная структура (тонкая ячеистость, наличие шипов), но в большей части раковинок эти элементы не сохранены и они превращены в кварцевые сферки. Широко развит процесс кальцитизации радиолярии, т. е. диагенетический вынос кремнезема и замещение кальцитом. Динамометаморфизм приводит к их раздавливанию с превращением в вытянутые агрегаты с волнистым угасанием.

В оязы с дислокационным метаморфизмом известняки подверглись интенсивным преобразованиям: гофрировке, рассланцеванию, площадной перекристаллизации и частичной доломитизации. Интенсивное окварцевание известняков в ряде участков (г. Климова, правые истоки р. Дзорагет) приводит к формированию зон с содержанием SiO_2 до 75—85%. По данным 14 силикатных анализов известняки характеризуются следующими особенностями. Содержание кремнезема колеблется в пределах 9,88—38,49% (по данным 120 спектральных анализов оно редко опускается ниже 10%); примесь глинозема незначительна (0,1—1,9%), редко достигает 4%; фосфор практически отсутствует (следы). Известняки бедны железом ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$)—0,38—1,9% и в особенности марганцем (MnO —следы—0,08%). Содержание доломита (36 анализов) колеблется в пределах 0—6,8%.

С описанными породами, преобладающими в составе серии, ассоциирует качественно иная разновидность-органогенно-детритовые известняки, которые слагают несколько маломощных пачек и прослоев. Это—серые зернистые известняки, образованные несколькими типами раковинного детрита: обломками гастропод, брахиопод, а также ветвистых мшанок, криноидей и шламового материала. В отличие от главной массы известняков в них присутствует разнообразная по составу обломочная примесь в количестве до 3—8%. Вверх по разрезу количество органогенно-детритовых известняков несколько увеличивается—от 2—3 маломощных пачек в составе катнахпюрской свиты до 5—6—в спитакской.

Приведенные литологические особенности показывают, что в главной массе известняки Базумского горст-антиклинория являются пелагическими образованиями открытого моря, накапливающимися в результате вертикального осаждения планктонных организмов. Часть последних в придонных слоях подверглась дезинтеграции и растворению с образованием фораминиферового шлама и микрозернистых илов.

Необходимо отметить, что глубоководные карбонатные накопления Мезотетиса изучены слабее, чем осадки мелководных комплексов. Помимо их значительного разнообразия по составу породообразующего

планктона и наличие той или иной примеси (кремнистой, терригенной), ряд вопросов генезиса—скорости осаждения осадков и конкретных интервалов глубин, дискусионен в деталях. Судя по особенностям строения, известняки северных склонов Базумского хребта не сопоставимы с нодулярными известняками «аммонитико росс», которые широко распространены в мезозое Альпийского геосинклинального пояса Западной Европы.

В нашем случае наличие в монотонной толще тонкозернистых илов качественно иного элемента—органогенно-детритовых известняков, сложенных обломками бентосных организмов, свидетельствует о гравитационном перемещении осадков с морского мелководья в глубоководные участки. Это происходит в результате оползания, осыпания, деятельности мутьевых потоков: оно приводит к почти мгновенному накоплению осадков. В таких случаях средняя скорость осаждения, зависящая от частоты смещения масс и объема, резко увеличивается. Отсутствие в составе перенесенного материала самых мелководных отложений—таких как оолиты и раковинные пески, дает основание полагать, что главным источником известняковой кластики являлись осадки нижней части шельфа.

Приведенные данные отчетливо указывают на глубоководно-морскую обстановку седиментации в позднеюрском (?)—неокомском бассейне Базумского горст-антиклинория, что существенным образом отличает эту область от Сомхето-Карабахской зоны. В последней имела место иная специфика карбонатной седиментации—накопление мелководных известняково-доломитовых осадков, протекавшее на фоне интенсивного подводного вулканизма [4, 5].

Вероятными фациальными аналогами выявленных пелагических накоплений являются известняки с радиоляриями и кальпиецеллами, развитые на значительном удалении—в пределах Ерзинджана (Турция) [8]. Особо отметим, что, судя по кратким описаниям, глубоководные известняки мальма, содержащие радиоляриты, развиты в серии Чимендаг (Çimen—dag), где на них с угловым несогласием залегают известняки сенона. Их можно отнести к майоликовой фации, широко развитой в юре-мелу Тетиса и в особенности в неокоме-нижнем мелу Южных Альп¹, Апеннин и Динарских гор [7]. Сложнее обстоит выяснение обстановок седиментации в двух формациях мальм-нижнего мела, расположенных на расстоянии 70 км друг от друга в бассейне р. Келгит. В нижней части формации «Челташ-Тепе» (Çeltas Tepe) широко развиты известняки, содержащие многочисленные обломки кораллов, иглокожих и гастропод, а также их доломитизированные разновидности с прослоями гравеллитов. Эти особенности, как и присутствие в известняках сине-зеленых водорослей, свидетельствуют о мелководной обстановке осадконакопления. Заметим также, что здесь присутствуют водоросли *Acicularia* и *Cayeuxia*, широко развитые в известняках оксфорда-кимериджа Сомхето-Карабахской зоны [4].

¹ В северных Апеннинах мощность майолики находится в пределах 300—800 м.

В отличие от этого, верхняя часть формации представлена тонко-слоистыми известняками, содержащими аммониты. В составе карбонатной формации «Исках» (Iskah), развитой к северу от Келгита, преобладают интра- и биомикриты [8].

Обсуждаемые данные позволяют также предполагать, что существующая в поздней юре—нижнем мелу Базумской подзоны глубокоководная морская впадина является восточным продолжением крупного залива Тетиса. При этом важно пояснить, что этот залив, включая его североанатолийскую часть, представляет собой систему депрессий и подводных поднятий.

В заключение отметим особенности состава обломочной примеси известняков верхней юры (?)—неокома Базумского хребта. Содержание ее в глубокоководных известняках, как правило, небольшое (менее процента) и заметно увеличивается (до 3—8%) в органогенно-детритовых разновидностях. Постоянное присутствие неокатанных зерен пироксенов (авгит, диопсид, гиперстен), а также роговой обманки, в сочетании с глобулами преобразованного вулканического стекла и обломками эффузивов отчетливо указывает на вулканический (основные-средние эффузивы) источник сноса. Кроме того в известняках присутствуют окатанные и полуокатанные зерна натриевых липаритов и липарито-дацитов, включая кварцевые порфиры, бипирамидального кварца (бывших порфировых вкрапленников), обломки кварцитов и кварцито-песчаников, а также катаклазированные зерна кварца с хлоритовыми агрегатами и газовой-жидкими включениями. Источником последних являлись, вероятно, древние интрузии или гнейсы. Обращает особое внимание отсутствие в известняках и известковых алевролитах обломков серпентинизированных пород и таких устойчивых акцессориев, как хромит и ликотит. Это указывает на отсутствие в областях сноса ультраосновных пород.

В связи с этим отметим, что развитые в пределах того же региона (восточнее с. Катнахпюр) радиоляриты офиолитовой серии датируются альб-поздним мелом [6], так же как парагенетически связанные с ними основные вулканы и размещенные в этих полях серпентинизированные гипербазиты, прорывающие верхнеюрские (?)—неокомские известняки. Необходимо также отметить, что в связи с поздними деформациями, описанные известняки местами состыкованы с мелко-водными карбонатно-терригенными образованиями, вероятно, более древнего возраста (бат-келловей?).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12. II. 1984.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Меловая система. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, Недра, М., 1970.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Аипетрат, 1958.
3. Асланян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
4. Мандалян Р. А. О пороодообразующем и фацально-палеогеографическом значении водорослей из верхнеюрских отложений Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XLIX, № 5, 1969.

5. Мандалян Р. А. Основные черты литологии верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении. В сб.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. Наука, М., 1974.
6. Сатуан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1979.
7. Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. Наука, М., 1977.
8. Bergougnan H. Structure de la Chaîne pontique dans le Maut—Kelkit (Nord-est Anatolie). "Bull. Soc. Geol. France", v. 18, № 3, 1976.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 551.31(479.2)

В. Р. БОЙНАГРЯН, Т. Г. БОЙНАГРЯН, А. А. ГАСПАРЯН, М. А. МХИТАРЯН

МЕХАНИЧЕСКИЙ СОСТАВ СКЛОНОВЫХ РЫХЛЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. АГСТЕВ
КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ПРЕДРАСПОЛОЖЕННОСТИ
К ОПОЛЗАНИЮ

Одной из причин возникновения оползней, как известно [1, 2], является суффозия, которая развивается под действием гидростатических и гидродинамических сил, вызывающих развитие фильтрационных деформаций пород. Таким образом, если механический состав пород позволяет фильтрационному потоку выносить мелкие частицы из породы, то последняя разрыхляется—плотность ее уменьшается, а пористость возрастает, т. е. происходит своеобразный подземный размыв горной породы—суффозия.

Исследования Н. М. Бочкова, А. Н. Петрашева, В. С. Истоминой [1] показали, что суффозия развивается в том случае, когда коэффициент неоднородности гранулометрического состава пород больше 20, т. е.

$$K_n = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 20, \text{ где}$$

d_{60} —контролирующий диаметр частиц; d_{10} —действующий, или эффективный, диаметр частиц.

Гидравлический градиент при этом должен быть больше 5 ($g > 5$).

При изучении рыхлых отложений бассейна среднего течения р. Агстев нами было отмечено, что на участках развития оползней часты проявления суффозии. Они нередки также в делювиальных и дефлюкционных отложениях, гранулометрический состав которых весьма неоднороден, что благоприятствует выносу мелких частиц в промежутках между крупными фильтрационным потоком.

Гранулометрический анализ более 100 проб¹ только склоновых отложений показал, что они представлены супесями и суглинками с различным содержанием дресвы и щебенки, а также дресвяно-щебенистыми, щебенисто-дресвяными накоплениями с песком и разнотернистыми песками с каменным материалом (табл. 1 и 2). Супеси обычно относятся к легким и тяжелым, а суглинки—только к легким разновидностям.

Из таблиц 1 и 2 видно, что наряду с глинистыми, алевроитовыми и тонкопесчаными частицами (фракции $< 0,1$ мм) в склоновых отложениях

¹ Гранулометрический анализ выполнен в ИГи АН Арм.ССР (аналитик К. Д. Исакханян).

Гранулометрический состав характерных проб из делювиальных накоплений

№ образца	Содержание гранулометрических фракций, %									
	ще-бенка	дрес-ва	песок					алеврит (пыль)		глина
			2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	
> 10	10-2								< 0,05	
7308	—	5,99	3,69	38,84	20,46	10,39	5,37	7,87	3,92	11,47
7166	—	3,16	2,97	10,87	4,95	21,28	19,45	17,98	7,04	12,3
7159	0,63	10,81	12,22	24,94	19,67	4,82	11,27	8,04	2,9	4,70
7176	18,75	15,76	5,8	10,87	16,87	5,68	19,11	0,82	1,78	4,57
7175	6,25	7,27	8,57	28,19	14,9	2,72	24,40	3,32	1,34	3,04
7151	10,43	2,34	4,55	2,41	4,18	4,89	51,26	10,25	2,73	6,96
7150	1,71	7,67	6,21	14,06	8,52	7,76	31,78	12,01	3,43	6,84
7177	0,84	9,74	7,28	4,06	10,09	7,43	29,93	19,03	4,41	7,14
7178	0,67	8,89	9,98	27,94	15,91	3,67	17,85	6,44	2,12	6,52
7164	—	0,76	1,90	2,66	4,98	9,04	20,29	31,51	20,22	8,63
7310	2,92	10,36	4,98	19,52	14,87	6,67	21,47	8,48	5,06	2,66
7165	1,58	15,33	13,20	26,11	16,51	7,65	4,69	6,99	5,94	2,01
7138	6,54	5,70	6,23	32,62	25,92	4,34	13,02	2,52	1,07	1,98
7160	—	22,36	9,35	12,05	10,44	3,10	28,68	8,71	2,44	2,86

много дресвяных, грубо- и крупнопесчаных частиц (фракции $> 0,5$ мм) а иногда и щебенки. Поэтому коэффициент неоднородности гранулометрического состава склоновых отложений довольно высокий, а это, как отмечалось выше, способствует развитию суффозии. Названный коэффициент меняется в пределах от 3,6—6,4 до 125—157, составляя в среднем 30,2—45,6. Для сравнения нами вычислены коэффициенты неоднородности также и для отложений элювиального ряда. Оказалось, что и они характеризуются высоким (более 20) коэффициентом неоднородности гранулометрического состава (табл. 3).

Одновременно нами вычислены соотношения разных групп гранулометрических фракций, которые ранее были предложены Е. П. Сорокиной и Г. А. Соловьевой [4] для диагностики склоновых отложений: M —содержание мелкозема (< 2 мм) в % к весу всей пробы; $D/(Щ+D)$ —содержание дресвы (2—10 мм) в % к весу обломочной части пробы; $P/(Щ+D+P)$ —содержание песка (0,05—2 мм) в % к суммарному весу обломочной и песчаной части ($> 0,05$ мм) пробы; FG/M —содержание глины и мелкого алеврита ($< 0,01$ мм) в % к весу мелкоземистой части пробы (< 2 мм). Вычисления показали (табл. 3), что в делювиальных накоплениях отмечаются максимумы M , $D/(Щ+D)$, в дефлюкционных—максимум FG/M , а в элювио-делювиальных—максимум $P/(Щ+D+P)$.

Средневзвешенный диаметр, вычисленный нами по формуле

$$d = \frac{\sum di Pi}{100}, \text{ где}$$

di —средний размер каждой фракции в образце; Pi —% содержание данной фракции [3], а также средний медианный диаметр Md наибольшие в дефлюкционных и элювиальных отложениях, т. е. в них довольно мно-

Таблица 2

Гранулометрический состав характерных проб из дефлюкционных накоплений

№ образца	Содержание гранулометрических фракций, %									
	ще-бенка	дрес-ва	песок					алеврит (пыль)		глина
	>10	10-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	<0,005
7119	1,5	1,47	3,74	3,17	15,11	24,26	11,15	21,18	6,15	12,27
7101	1,62	26,35	4,83	19,59	11,83	4,86	19,67	5,85	1,82	3,59
7102	6,01	11,01	8,82	16,89	18,67	3,8	18,93	9,19	2,66	4,05
7093	8,38	18,38	9,25	12,11	4,14	2,84	26,15	8,97	4,41	5,37
7097	—	2,04	3,91	22,47	23,48	19,87	12,85	6,69	3,17	5,52
7144	10,12	6,63	3,66	8,16	13,77	4,34	31,2	12,29	3,54	6,29
7174	8,28	15,4	6,61	11,95	3,17	11,33	19,79	13,13	2,74	7,60
7162	—	3,26	7,04	5,67	11,9	10,93	32,89	15,6	4,27	8,43
7146	1,67	31,13	15,95	24,86	15,95	5,84	1,29	1,70	0,83	0,76
7156	14,26	8,06	2,7	11,05	34,76	15,81	5,23	5,38	1,30	1,45
7161	3,37	14,52	11,23	22,8	21,34	9,84	8,49	4,58	1,33	2,48
7096	22,64	13,35	6,91	10,4	8,74	4,13	26,15	4,59	1,09	2,00
7098	19,44	13,74	7,78	18,18	10,93	6,69	16,00	4,42	1,25	1,57
7099	7,22	20,51	11,33	41,01	10,79	2,61	6,14	0,24	0,05	0,1
7094	6,15	21,18	9,79	24,07	11,4	8,17	12,43	3,85	1,10	1,85
7112	—	25,72	10,34	12,27	9,58	3,88	27,32	5,84	2,22	2,83
7301	8,31	38,7	4,9	16,8	5,16	1,38	21,37	2,2	0,84	1,34
7100	17,40	37,46	5,56	13,17	6,09	2,78	13,28	2,00	0,98	1,28
7140	28,2	34,2	6,26	11,87	3,42	1,04	13,12	1,09	0,37	0,42
7122	19,52	28,05	9,33	11,61	8,24	2,49	15,15	2,93	0,9	1,77
7095	44,00	21,81	8,51	10,59	2,51	0,33	6,78	3,02	0,96	1,50
7092	46,44	24,88	7,56	10,31	1,55	0,62	7,32	0,77	0,21	0,34
7091	46,5	19,63	3,08	5,12	3,36	2,52	15,01	2,55	0,94	1,29
7125	31,36	17,93	6,58	8,81	7,49	3,02	18,73	2,78	0,94	2,36

Таблица 3

Особенности гранулометрического состава рыхлых отложений склонового (и элювиального) ряда. Средние величины по 150 пробам

Генетический тип	Коэффиц. неоднор. $K_n = \frac{d_{60}}{d_{10}}$			Соотнош. разных групп гранулом. фракций, %				$d = \frac{\sum d l P l}{100}$	Md
	Сред.	Max	Min	M	$\frac{Д}{Щ+Д}$	$\frac{П}{Щ+Д+П}$	ФГ/М		
Элювий	38,4	100,0	4,0	83,0	69,5	80,0	13,5	2,19	1,21
Элювио-делювий	24,6	62,9	6,8	86,5	61,5	83,5	10,5	1,81	0,84
Делювий	30,2	125,0	6,4	87,1	78,2	83,0	12,3	1,22	0,32
Дефлюкцион. отл.	45,6	157,1	3,6	71,6	59,6	65,6	21,6	2,89	1,92

го крупных фракций. Одновременно отмечается и большое содержание частиц мельче 0,01 мм по отношению ко всей массе мелкозема.

Таким образом, дефлюкционные и элювиальные отложения характеризуются большим разнообразием гранулометрического состава и более высоким коэффициентом неоднородности. Относительно вы-

сокий коэффициент неоднородности элювио-делювиальных и делювиальных отложений обеспечивается значительным содержанием мелкозернистого материала, а также дресвы и песка по отношению к обломочной части.

Следовательно, наши вычисления показывают, что рыхлые отложения склонового (а также элювиального) ряда по своему механическому составу предрасположены к суффозии. При высоком (более 5 м) гидравлическом градиенте фильтрационного потока в склоновых отложениях начинается вынос мелких частиц и разрыхление этих отложений. Это послужит причиной возникновения подвижек оползневого характера. Дефлюкционные отложения более подвержены суффозии и оползанию по сравнению с делювиальными, т. к. коэффициент неоднородности их гранулометрического состава в 1,5 раза выше, чем у делювиальных.

Ереванский государственный университет.
Институт геологических наук АН Арм.ССР

Поступила 10. III. 1983

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Недра, Л., 1977.
2. Попов И. В. Инженерная геология. Изд. МГУ, М., 1959.
3. Руководство по изучению новейших отложений. Сопряженный анализ. Изд. МГУ, М., 1976.
4. Сорокина Е. П., Соловьева Г. А. Об использовании характеристик гранулометрического состава для диагностики склоновых отложений. Сб.: Вопр. изуч. геоморфологии ландшафта, М., 1975.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552:43(479.2)

Г. П. БАГДАСАРЯН, А. М. БОРСУК, Р. Х. ГУКАСЯН

О ВОЗРАСТЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ
БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА ПО
ДАНЫМ *Rb-Sr* И *K-Ar* МЕТОДОВ

В целях попытки возрастной корреляции выступов кристаллического фундамента территории Закавказья с отдельными массивами Кавказа авторами отобраны в ущелье Баксан Бечасынской зоны Большого Кавказа характерные образцы кристаллических сланцев, исследованы *Rb-Sr* изохронным и *K-Ar* методами. Получены соответственно возрастные значения: 345 ± 8 млн. лет и 349 ± 7 млн. лет, являющиеся неоспоримым доказательством проявления на рубеже девона и карбона регионального метаморфизма пород Бечасынской зоны, сопряженного, вероятно, с бретонской фазой герцинского орогенеза. К этому времени приурочено, по-видимому, гранитообразование на Храбском массиве— 355 ± 85 млн. лет.

К позднему карбону относятся: а) на Дзирульском массиве: метаморфизм сланцев филлитов— 310 ± 5 млн. лет и формирование «розовых гранитов»— 305—320 млн. лет; б) на Ахумском массиве Арм.ССР—зеленосланцевый метаморфизм выступа кристаллического фундамента—300 млн. лет (по *Rb-Sr* изохронному и *K-Ar* методам).

Одной из кардинальных проблем геологии мегантиклинория Малого Кавказа является надежное определение времени формирования и геологической корреляции выступов древних метаморфизованных кристаллических комплексов, приуроченных к ядрам альпийских антиклинальных структур или зонам глубинных разломов. Разрешение этой проблемы во многом обусловлено применением современных изотопно-геохронологических методов и в первую очередь рубидий-стронциевого изохронного метода.

Проводимые за последние годы в ИГН АН АрмССР систематические полевые и изотопно-геохронологические исследования некоторых массивов древнего кристаллического субстрата с применением *Rb-Sr* метода позволили получить новые данные о времени их формирования и истории геологического развития. Первые результаты по ним опубликованы по Ахумскому метаморфическому комплексу [1], по другим выходам кристаллического субстрата Армянской ССР материалы находятся в печати¹.

В целях попытки возрастной корреляции исследованных выступов кристаллического фундамента территории Армянской ССР с отдельными древними кристаллическими массивами Кавказа авторами проведены полевые геолого-петрографические наблюдения также в пределах

¹ «Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР». Изд. АН Арм.ССР, 1984.

ущелья р. Баксан с отбором характерных образцов в зонах Бечасынской, Передового и Главного Кавказского хребта. Из нескольких десятков образцов, характеризующих породы, для Rb-Sr, а также K-Ar методов изотопно-геохронологических исследований были выделены нами четыре наиболее представительных типа кристаллических сланцев Бечасынской зоны. Отобраны они на участке протяженностью 5 км, начиная с 2 км южнее с. Былым вверх (на юг) по Баксанскому ущелью. Разработке Rb-Sr изохроны и определению их возраста посвящена настоящая статья.

Краткие петрографические данные исследованных пород

Образец 5941. Кварц-полевошпат-хлоритовый сланец; взят в 2 км южнее с. Белым. Текстура тонко-сланцеватая, параллельная. Состав — альбит, хлорит, эпидот, кварц, рудный минерал. Порода пересекается кварцевыми и кварцево-карбонатными прожилочками.

Образец 5942. Кварцево-слюдяной кристаллический сланец; отобран в 3 км южнее места взятия образца 5941. Текстура сланцеватая. Состав: кварц, альбит, мусковит, хлорит, биотит, рудный минерал. В гранобластовой кварц-полевошпатовой массе преобладающий мусковит образует сплошные сноповидные прослои, переходящие местами в линзоподобные раздувы, сопровождаемые утоненными полосками; нередко рассеян в виде полосок в кварц-полевошпатовой массе, почти параллельно сланцеватости. Рудный минерал присутствует в виде мелких зерен и редко — относительно крупных кристаллов.

Образец 5943. Кварцево-слюдяной сланец; взят в 1,5 км южнее места отбора предыдущей пробы. Текстура тонкосланцеватая, структура лепидогранобластовая. Состоит из альбита, мусковита, кварца, биотита (в той или иной степени хлоритизированного и опациitizedированного), рудного минерала. Последний в виде мелкой рудной сыпи, хлорит часто замещает гранат.

Образец 5944. Ортогнейс; отобран в 1 км южнее образца 5943; по-видимому, это метаморфизованный первичный туф.

Методика аналитических измерений

Для Rb-Sr изохронного датирования использовались штучные образцы кристаллических сланцев весом 0,5—1 кг. Содержания Rb и Sr определялись стандартным методом изотопного разбавления с использованием стабильных индикаторов, обогащенных изотопами ^{87}Rb и ^{84}Sr . Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1309 в однолучевом режиме со ступенчатой разверткой масс-спектров по магнитному полю. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вычислялись из опытов изотопного разбавления. Для двух образцов выполнялись непосредственные (без добавления индикатора) измерения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Коэффициенты вариации, характеризующие внутрилабораторную ошибку воспроизводимости определения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, составляют, соответственно, 2 и 0,15%.

Для К-Аг датирования содержание радиогенного ^{40}Ar определялось методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера аргона, содержащего 95% ^{38}Ar . Изотопные отношения $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ измерялись на масс-спектрометре МИ-1301 двулучевым компенсационным методом.

Содержание калия в пробах определялось пламенно-фотометрическим методом. Погрешность определения К-Аг возрастов не более $\pm 3\%$.

Результаты и обсуждение

Аналитический материал по измерению содержаний Rb , Sr и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в валовых пробах кристаллических сланцев Бечасынской зоны, приведен в табл. 1. На рис. 1 эти данные представлены графически в изохронных координатах [7] $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (абсцисса)— $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ордината). Математическая обработка этих данных простым методом наименьших квадратов приводит к уравнению регрессии

$$Y = (0,7107 \pm 0,0004) + (0,004894 \pm 0,00011) X,$$

Таблица 1
 Rb—Sr изотопно—аналитические данные метаморфических пород Передового хребта Большого Кавказа

№ образца	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атомные отношения	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ атомные отношения	
				Вычисл. из опытов изотопн. разбавл.	Прямые измерения
5941	1,5	441,8	0,010	0,7086	0,7103
5942	26,1	133,6	0,565	0,7142	—
5943	98,1	37,4	7,600	0,7479	—
5944	79,9	116,0	1,993	0,7195	0,7201

Примечание: при вычислении возраста использовалась константа распада ^{87}Rb , равная $1,42 \times 10^{-11}$ год $^{-1}$.

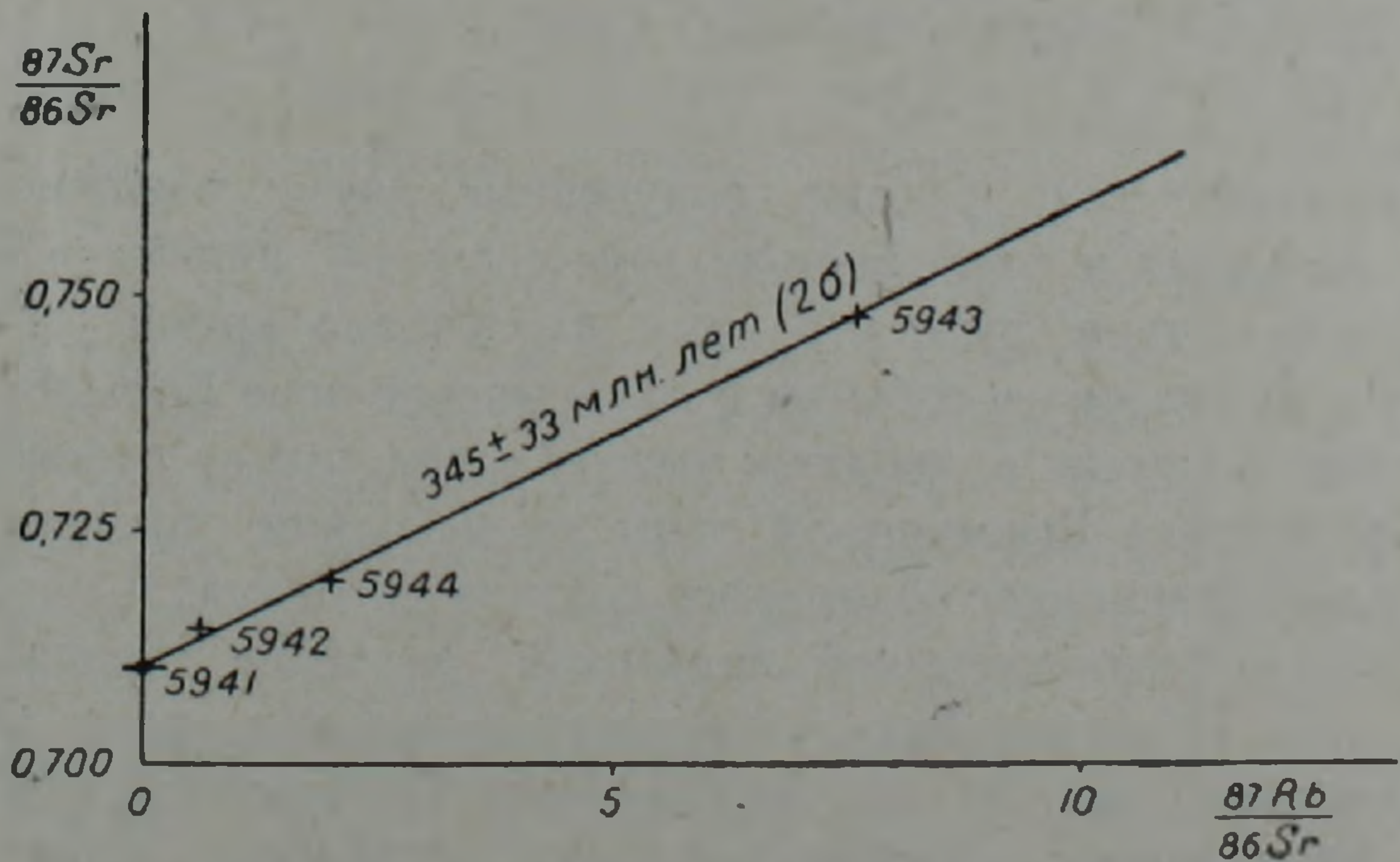


Рис. 1. Rb—Sr изохронная диаграмма для валовых проб метаморфических пород Бечасынской зоны Большого Кавказа.

где указанные ошибки представляют собой среднеквадратичные отклонения параметров линии регрессии. Полученная линейная зависимость может рассматриваться как изохрона, т. к. отклонение экспериментальных точек от прямой находится в пределах экспериментальных погрешностей. Наклон изохроны соответствует возрасту 345 ± 8 млн. лет (при $2\sigma \pm 33$ млн. лет), при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7107$.

В табл. 2 сведены результаты $K\text{-Ar}$ датирования образцов метаморфических пород, использованных для построения $Rb\text{-Sr}$ изохроны. Кристаллические сланцы Бечасынской зоны показывают согласующиеся значения $K\text{-Ar}$ возрастов со средним значением 349 ± 7 млн. лет (2σ). Это значение находится в исключительном согласии с $Rb\text{-Sr}$ изохронным возрастом.

Таблица 2

$K\text{-Ar}$ возрастные значения кристаллических пород
Передового хребта Кавказа

№№ образ- цов	Содерж. калия в %	K^{40} $z/z \cdot 10^{-6}$	% радио- генного Ar^{40}	Ar^{40} $см^3/z$ 10^{-6}	Ar^{40} z/z 10^{-9}	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ 10^{-3}	Возраст в млн. лет	Среднее значение в млн. лет
5941	0,04	—	—	—	—	—	—	—
5942	0,564	0,673	34,6 71,0 63,0	8,77 8,22 8,44	15,66 14,68 15,10	23,27 21,81 22,44	362 341 350	$351 \pm 10,5$
5943	2,18	2,60	72,5 92,0 86,0	32,80 32,40 31,80	58,60 57,80 56,77	22,54 22,23 21,84	351 347 341	$346 \pm 5,0$
5944	1,71	2,04	74,7 93,0 71,0	25,80 25,60 25,10	46,20 45,70 45,00	22,65 22,40 22,06	353 349 344	$349 \pm 4,5$

Примечания: 1. Указанные ошибки представляют собой среднеквадратичные отклонения единичного определения.

2. При вычислении возраста использовались константы распада калия—40, равные: $\lambda_\beta = 4,692 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\alpha = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

3. $K^{40} = 1,167 \cdot 10^{-2}$ атом % (1,193 весов. %).

Геохронологические данные, полученные двумя различными изотопными методами и совпадающие друг с другом, являются неоспоримым доказательством того, что нами датировано время проявления реального геологического события в Бечасынской зоне Большого Кавказа. Имеющиеся данные приводят к выводу о том, что на рубеже девона—карбона в породах Бечасынской зоны происходили процессы, вызывающие уравнивание изотопного состава стронция. В соответствии с обычной геохронологической практикой значение возраста 345 ± 8 млн. лет [1] может быть интерпретировано как время регионального зеленосланцевого метаморфизма пород Бечасынской зоны, сопряженного, по-видимому, с бретонской фазой герцинского орогенеза.

*Некоторые возрастные корреляции пород Бечасынской зоны
Большого Кавказа с Дзирульским и Храмским массивами*

В свете полученных нами *Rb-Sr* изохронных и *K-Ar* возрастных значений представляет интерес сопоставление этих результатов с данными *Rb-Sr* изохронного геохронометрирования, выполненного И. М. Гороховым, М. М. Рубинштейном и др. [3] на метаморфических сланцах Дзирульского массива из свиты филлитов (перекрывающих кристаллические сланцы того же массива) и гранитоидов Храмского массива. Выступают они соответственно в пределах Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб Закавказья.

По Дзирульскому массиву. Нижнекембрийский возраст свиты филлитов, сложенной серицитовыми, хлоритовыми, актинолитовыми, эпидот-актинолитовыми сланцами, кварцитами и метаморфизованными известняками, определен еще в 1931 г. на основании находки фауны археоциат в линзах карбонатной фации этой свиты [2]. Указанными исследователями [3] *Rb-Sr* изохронным методом убедительно установлен возраст метаморфизма филлитов— 310 ± 5 млн. лет (при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном $0,7187 \pm 0,0011$), отвечающий позднему карбону. Процессы широкого гранитообразования в Дзирульском массиве, приведшие к формированию гранитоидных интрузивов, «розовых гранитов», во времени близко отвечают метаморфизму свиты филлитов. Об этом свидетельствуют *K-Ar* датировки, обстоятельно выполненные М. М. Рубинштейном. Так, мусковиты из пегматитов «розовых гранитов» района с. Шроша Дзирульского массива дали 305—320 млн. лет [5], а биотит и мусковит—из слюдистых сланцев свиты филлитов, соответственно, 306 ± 8 и 288 ± 11 млн. лет, отвечающие в основном позднему карбону.

По Храмскому массиву. Гороховым и др. [3] *Rb-Sr* изохроной определены гранитоидные породы, сложенные в основном из калишпата, кислого плагиоклаза, кварца и нередко биотита, мусковита и роговой обманки. Получен возраст 355 ± 85 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном $0,7073 \pm 0,0018$. Это значение, отвечающее раннему карбону или рубежу последнего с девоном, хорошо согласуется с палеонтологическими данными, согласно которым в нижних туффитах, перекрывающих гранитоиды Храмского массива, была найдена богатая фауна и флора среднего-верхнего карбона [6].

Таким образом, достаточно надежно установлен позднекарбоновый возраст метаморфизма свиты филлитов и процессов гранитообразования на Дзирульском массиве, а также раннекарбоновое время формирования гранитоидных интрузивов Храмского массива.

В свете всего вышеизложенного и исходя прежде всего из имеющегося в нашем распоряжении нового фактического материала по *Rb-Sr* геохронометрии, напрашиваются, на наш взгляд, следующие выводы.

1. Время проявления регионального метаморфизма и образования кристаллических сланцев Бечасынской зоны Большого Кавказа отвечает рубежу карбона и девона или раннему карбону. К этому времени несомненно приурочено гранитообразование на Храмском массиве.

2. К позднему карбону относятся процессы метаморфизма свиты филлитов и гранитообразование на Дзирульском массиве. К этому времени приурочен также зеленосланцевый метаморфизм Ахумского массива метаморфических сланцев на территории Армянской ССР, возраст которого по *Rb-Sr* изохронным исследованиям убедительно датирован как поздний карбон [1]

Институт геологических наук
АН АрмССР,
ИГЕМ АН СССР

Поступила 6. XII. 1983

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Казарян К. Б. Сравнительное изучение возрастов древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Армянская ССР) *K-Ar* и *Rb-Sr* методами. В кн.: «Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы». Изд. Наука, 1978.
2. Барсанов Г. П. Нижний кембрий в Закавказье. Известия АН СССР. Отд. матем. и естествен. наук. № 9, 1931.
3. Горохов И. М., Рубинштейн М. М., Кутявин Э. П., Варшавская Э. С. Применение *Rb-Sr* метода для датирования некоторых домезозойских пород Грузии. В кн.: «Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы». Изд. «Наука», 1978.
4. Рубинштейн М. М., Хуцандзе А. Л., Лахши Б. А., Насидзе Г. И., Иобашвили К. М. Некоторые итоги определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Грузии. В кн.: «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». Изд. «Наука», 1966.
5. Рубинштейн М. М., Аргонов метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
6. Схиратладзе Н. И. Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива. ДАН СССР, 130, № 1, 1960.
7. Nicolaysen L. O, Graphic interpretation of discordant Age measurement of Metamorphic rocks. Ann. № 4 Acad. Sci., 1961, art. 2.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК(550.834.550.86(479.25)

А. С. КАРАХАНЯН, Г. С. ГАСПАРЯН

ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД И ПРЕДПОСЫЛКИ
ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Важнейшим результатом оценки сейсмической опасности является определение места, интенсивности и возможности повторяемости сильных землетрясений. Для прогнозирования этих, практически важных параметров сейсмической активности, в комплексе с другими геолого-геофизическими методами в последнее время широко используется палеосейсмогеологический метод, разработанный Н. А. Флоренсовым, В. П. Солоненко и другими советскими учеными [6, 7, 10].

Палеосейсмогеологический метод основан на изучении остаточных сейсмогенных деформаций земной коры, сохранившихся в эпицентральных и плейстосейстовых областях сильных землетрясений прошлого. Под остаточными сейсмогенными деформациями обычно понимаются необратимые изменения, происшедшие при землетрясениях в рельефе и структуре земной коры. По генетическим особенностям В. П. Солоненко [7] выделяются сеймотектонические, гравитационно-сеймотектонические и сеймогравитационные дислокации. Палеосейсмогеологический метод успешно дополняет сеймостатистические исследования и позволяет определить высшую степень сейсмической активности конкретных структур (районов), проследить за эволюцией сейсмоактивности последних.

Эффективность использования палеосейсмогеологического метода подтверждена результатами его применения практически во всех высокосейсмичных зонах Земли, в том числе и в областях альпийской складчатости [12, 13, 14]. Проведенное в последнее время палеосейсмогеологическое обследование территории Большого Кавказа выявило наличие многочисленных сейсмогенных деформаций различных генетических типов, что в комплексе с другими геолого-геофизическими данными позволило уточнить конфигурацию и сейсмический потенциал сеймоопасных зон региона [11].

В то же время необходимо отметить, что применение палеосейсмогеологического метода в областях альпийской складчатости встретило возражения некоторых геологов. Так, Б. А. Борисов [2] считает, что большинство сейсмодислокаций Большого Кавказа приурочено к рыхлым аллювиально-делювиальным отложениям верхнего структурного яруса; они невелики по размерам и очень быстро уничтожаются эрозийными процессами, что не позволяет использовать их как диагностический фактор былой сейсмичности. Что касается крупных сеймотектонических дислокаций, выделенных на Большом Кавказе, то они обра-

зуются в результате обычных тектонических процессов, за довольно длительный отрезок времени и не связаны с сейсмичностью. Считая, что сохранение следов прошлых землетрясений довольно редкое явление. Б. А. Борисов указывает на нецелесообразность изучения сейсмодислокаций при региональных сейсмогеологических исследованиях в областях альпийской складчатости.

С целью выяснения возможностей применения палеосейсмогеологического метода на территории Армянской ССР были проведены работы по изучению литературы, дешифрированию аэрокосмических изображений и полевому обследованию участков наиболее вероятного проявления остаточных сейсмогенных образований.

Территория Армянской ССР входит в одну из внутренних зон Тавро-Кавказского орогена Средиземноморского складчатого пояса, где интенсивные тектонические движения продолжались и в современную геологическую эпоху. В пределах Армянской ССР и всего Армянского нагорья неоднократно происходили сильные землетрясения (Двин—893 г.; Ани—1132, 1319 г.г.; Гарни—1679 г.; Арарат—1840 г.; Зангезур—1931, 1968 г.г. и др.), вызывавшие интенсивные разрушения и человеческие жертвы. Исторические хроники и другие литературные источники описывают не только происшедшие при землетрясениях разрушения и гибель людей, но и свидетельствуют о наличии многочисленных остаточных сейсмодесформаций различных типов в эпицентральных областях этих землетрясений. Так, например, Вайоцзорское землетрясение 735 г. (8—9 баллов, $M=5.8$) сопровождалось образованием многочисленных трещин и глубоких расщелин, вызвавшим гибель большого количества людей; Двинское землетрясение 893 г. (6—9 баллов, $M=4.5—5.0$)—образовались расщелины и пропасти, также поглотившие большое количество людей; Ганджинское землетрясение 1139 г. (9—10 баллов, $M=6.8$)—произошли крупные обвалы и оползни, а в результате скола вершины г. Алгарак (Каписдаг) была запружена долина реки и образовалось озеро Гейгель, существующее и по настоящее время; Ванское землетрясение 1646 г. (10 баллов, $M=7.5—7.7$)—образовались глубокие расщелины, а в районе Армянского ущелья возникло озеро, существующее по сей день; Гарнийское землетрясение 1679 г. (8—9 баллов, $M=5.9$)—образовались протяженные разрывы, разрушились горные склоны и вершины, заполнив долины и нарушив во многих местах течение рек; Араратское землетрясение 1840 г. (8—9 баллов, $M=6.7$)—со склонов горы Арарат сорвались покрытые льдами и вечными снегами громадные скалы, заполнившие ущелье и покрывшие село Акори; в горе Арарат образовалась огромная расщелина, появились широкие разрывы, из которых фонтанировали песок и вода; Ленинканское землетрясение 1926 г. (8—9 баллов, $M=5.7$)—появились равные меридиональные трещины и сбросы с амплитудой до 1 м; Зангезурские землетрясения 1931 г. (8—9 баллов, $M=6.3$) и 1968 г. (7—8 баллов, $M=5.0$)—образовалось множество трещин, обвалов, оползней и осыпей горных пород. В литературных источниках приведены описания эпицентральных зон многих других разрушительных землетрясений, происшедших в исторический период на территории Армянского

нагорья и сопредельных регионов, которые сопровождались многочисленными остаточными деформациями земной коры [8, 9, 12, 13]. Кроме того, в работах последних лет установлено наличие на территории Армянской ССР, вдоль зон крупных региональных разломов сейсмогенных структур, четко выраженных в рельефе в виде различных тектонических трещин, сбросов, обвалов, оползней и других форм [3]. По всей вероятности, они связаны с происшедшими в досейсмостатистическое время разрушительными землетрясениями и фиксируют их эпицентральные зоны.

В вопросе изучения остаточных сейсмодетформаций сильных землетрясений, происшедших на территории Армянской ССР и сопредельных стран, значительную помощь могут оказать методы аэрокосмического зондирования Земли. Дешифрирование аэрокосмических изображений позволяет значительно сократить время поиска сейсмодислокаций, а также изучить территории, недоступные для непосредственных геолого-геофизических наблюдений. Однако необходимо учесть, что при дешифрировании космических изображений часто возникает возможность ложной интерпретации разломной тектоники. Естественная генерализация линейно-вытянутых форм ландшафта создает иногда иллюзию зоны активного разлома, которая на самом деле представляет собой серию ландшафтных образований, формирующих линеамент не разломной природы.

С целью поиска наиболее крупных сейсмотектонических дислокаций, связанных с максимальными по силе землетрясениями, проведено дешифрирование спектрозональных космических изображений и материалов аэрофотосъемки по территории Армянской ССР и всего Армянского нагорья. Для получения предварительных диагностических характеристик использованы методы инструментальной и автоматизированной обработки снимков [1]. В результате аэрокосмодешифровочных работ составлены разномасштабные схемы и карты местоположения предполагаемых сейсмодислокаций (рис. 1).

Крупные сейсмотектонические дислокации неоднократно возникали при землетрясениях, охватывающих Армянское нагорье, например: при Восточноанатолийском землетрясении 1939 г. ($M=8$) возник правосторонний сдвиг длиной 350 км и амплитудой 4,5 м; при землетрясении 1943 г. в Восточной Анатолии ($M=7.6$) образовался разрыв в 270 км; при землетрясении 1953 г. ($M=7.2$) длина разрыва достигла 190 км; при Чалдыранском землетрясении 1976 г. ($M=7.0$) возникло нарушение длиной 53 км и т. д. [12, 13, 14]. Дислокации подобного рода отчетливо дешифрируются на спектрозональных космических изображениях в виде линейных зон концентрации различных деформаций и их совокупностей, четко выраженных в современной структуре и пространственно приуроченных к областям высокой сейсмичности [5]. Выделяемые линеаментные зоны разделяют крупные, различно-построенные блоки литосферы и не столько участвуют в генерации землетрясений, сколько сами формируются в их процессе. Тектонические напряжения накапливаются во всем объеме литосферных блоков, а разделяющие их линеаментные зоны являются областями наиболее контрастного

проявления разрядки этих напряжений, с максимальными смещениями и разрушениями пород при землетрясениях.

На крупномасштабных изображениях вдоль трассы сейсмоактивных линеаментных зон и в местах их пересечения отдешифрированы гравитационные деформации рельефа в виде крупных блоков пород, сорванных и перемещенных вниз по склону [4]. При наземных исследо-



Рис. 1. Схема линеаментов и предполагаемых сейсмодислокаций территории Армянской ССР. 1—границы тектонических зон (тектоническое районирование по А. Т. Асланяну); 2—граница между эвгеосинклинальной и миеосинклинальной областями Армянской ССР; 3—линеаменты и линеаментные зоны Армянской ССР (по А. С. Караханяну и Х. О. Саргсяну); 4—предполагаемые сейсмодислокации; 5—эпицентры землетрясений: а—8—9-балльных; б—8-балльных; в—7-балльных; г—6-балльных.

ваниях выделение подобных образований затруднительно, ввиду их значительных размеров, ненарушенного структурного залегания пород и препарированности эрозионными процессами, что часто приводит к ошибкам при определении их изначального местоположения. Приуроченность сорванных блоков к сейсмоактивным линеаментам и их узлам, а также к эпицентральной областям сильных землетрясений позволяет предположить их гравитационно-сейсмотектоническое проис-

хождение. Сорванные блоки, наряду с другими сейсмогенными деформациями формируют внутреннюю структуру сейсмоактивных линейментов и их узлов, являясь одним из характерных признаков их дешифрирования.

В пределах территории Армянской ССР, по участкам распространения предполагаемых сейсмодислокаций, а также в эпицентральных областях сильных землетрясений прошлого проведены аэровизуальные наблюдения и рекогносцировочные наземные обследования. Аэровизуальные наблюдения и полевые обследования проводились в составе группы, в которую кроме авторов входили: В. П. Солоненко, А. А. Габриелян, О. А. Саркисян, Г. П. Симонян, С. А. Пирузян и др.

Проведенные исследования выявили крупные остаточные деформации предполагаемого сеймотектонического и сейсмогравитационного происхождения на северном и юго-западном склонах Ераносского хребта, к юго-западу от поселка Гарни и к востоку от села Байбурт. Обследованные сеймотектонические дислокации, видимо, соответствуют зоне выхода на поверхность крупного сейсмогенного разрыва, дешифрируемого на аэрокосмических изображениях в виде линеймента северо-восточного простирания и, возможно, относятся к эпицентральной области Гарнийского землетрясения 1679 года (рис. 1).

В районе Сисианского перевала (с. с. Терп, Артаван) обследована обширная область распространения крупных сейсмодислокаций, представленных серией сейсмогенных разломов северо-западного и частично северо-восточного простирания, сейсморвами, воронками, а также многочисленными склоновыми смещениями пород. Сейсмогравитационные и сеймотектонические дислокации выделены в районе сел. Мартирос, Гергер и у города Азизбекова и наряду с сейсмогенными структурами Сисианского перевала, по-видимому, связаны с эпицентральной зоной Вайоцдзорского землетрясения 735 г. Деформации рельефа и тектонической структуры возможной сейсмогенной природы выявляются также на Базумском, Памбакском, Севанском и Мургузском хребтах, южном склоне Варденисского хребта, в Кафанском, Мегринском и других районах Армянской ССР (рис. 1). Большинство из обследованных сейсмдеформаций приурочено к зонам региональных разломов, крупных линейментов и узлам их пересечения или схождения, фиксируя, по-видимому, напряженную область в осадочном чехле над зонами раскола фундамента.

По данным А. Т. Асланяна, эффектным примером остаточных гравитационно-сеймотектонических деформаций на территории Армянской ССР являются крупные блоковые смещения эоценовых порфиритов в верхнем течении реки Агстев, у села Фиолетово. Здесь, на левом склоне ущелья реки, в нормальном геологическом разрезе эоценовая вулканогенная толща залегает на отложениях верхнего сенона. В нескольких местах эоценовые отложения в виде довольно крупных блоков пород смещаются, полностью перекрывают выходы меловых пород и, достигая поймы реки, залегают на суглинках четвертичного возраста. Контакт блоков эоценовых порфиритов, которые раньше считались секущими, вскрыт при работах по строительству железной дороги Дили-

жан-Кировакан. Сами блоки местами сильно разрушены и превращены в дезинтегрированную массу скальных глыб. Указанные дислокации хорошо дешифрируются на аэровысотных изображениях в виде крупных сорванных блоков, частично задернованных и сглаженных эрозионными процессами. Видимо, вследствие сильного сейсмического толчка, происшедшего в недалеком прошлом, блоки эоценовых порфиров сместились вниз по склону, запрудив долину реки Агстев и образовали временный озерный бассейн. Небезынтересно отметить, что в комплексе четвертичных отложений указанного бассейна недавно обнаружены остатки вюрмского *Elephas aff. primigenius*, что может помочь при определении возраста самих сейсмодислокаций. В настоящее время намечается проведение высокоточных геодезических наблюдений для изучения современной динамики выделенных дислокаций.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить в регионе крупные, довольно хорошо сохранившиеся, сейсмогенные деформации и зоны их концентрации, которые можно предположительно отнести к эпицентральному областям сильных землетрясений прошлого, в том числе и таким, о которых нет исторических и сейсмостатистических сведений. Высокая степень сейсмологической и геолого-геофизической изученности, многовековой сейсмостатистический материал, большой комплекс материалов аэрокосмической съемки и возможность на их основе быстрого и достаточно уверенного поиска района распространения сейсмодислокаций, а также наличие самих сейсмогенных деформаций и хорошая степень их сохранности, создают целый ряд благоприятных предпосылок для применения палеосейсмогеологического метода на территории Армянской ССР.

В то же время необходимо отметить, что при проведении палеосейсмогеологического анализа новых территорий необходимо тщательно проверять применимость ранее использованных признаков диагностики палеосейсмодислокаций, учитывая местные специфические геолого-геофизические условия, оказывающие существенное влияние на возможность возникновения, размеры и сохранность сейсмодислокаций. Указанное в особенности относится к применимости палеосейсмогеологического метода в областях молодой складчатости с резко гетерогенным геологическим строением. В горных областях с интенсивными денудационными и склоновыми процессами образуются различные формы рельефа, внешне весьма сходные с сейсмодислокациями, но имеющие иное происхождение. Существенную трудность представляет и вопрос датировки возраста сейсмодислокаций, являющийся важной стороной палеосейсмогеологического анализа.

Однако, несмотря на существующие сложности, развитие палеосейсмогеологических исследований на территории Армянской ССР в комплексе с историко-геологическим, сейсмотектоническим и сейсмологическим методами позволит получить новую информацию по оценке сейсмической опасности. Сопоставление пространственного положения эпицентральных областей древних землетрясений, выявленных палеосейсмогеологическим методом, с современными предоставит возможность определить приуроченность сильных землетрясений к конкретным

структурам, выделить области возможного возникновения очаговых зон (ВОЗ), выявить максимальную степень их сейсмоактивности и тем самым решить некоторые вопросы детального сейсмического районирования территории республики.

Институт геологических наук АН Арм. ССР,

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм.ССР Поступила 13. VI. 1984.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Дебабов А. С., Караханян А. С., Коровина Т. Л., Усиков Д. А. О возможности применения дистанционного зондирования из космоса для интерпретации пространственного распределения сейсмичности (на примере Анатолийско-Армянно-Иранского региона). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1981.
2. Борисов Б. А. О значении следов прошлых землетрясений для оценки сейсмической опасности на Большом Кавказе. Бюлл. МОИП, отдел. геол., том 57, вып. 1, 1982.
3. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Изд. ЕГУ, Ереван, 1981.
4. Караханян А. С. Выделение крупных оползней, сорванных и гравитационно-сползших блоков пород при дешифрировании космических снимков. Известия вузов, Геология и разведка, № 3, 1981.
5. Коровина Т. Л., Караханян А. С. К вопросу о соотношении сейсмичности с линейными аmentами Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. Исслед. Земли из космоса, № 6, 1981.
6. Солоненко В. П. Палеосейсмогеологический метод. В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового Нагорья. М., Наука, 1966.
7. Солоненко В. П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод. В кн.: Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы, Новосибирск, Наука, 1977.
8. Сорокин А. И. Тектонические катастрофы в южной половине Каспия. Известия об-ва обследования и изучения Азербайджана, вып. 1, № 7, 1928.
9. Степанян В. А. Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и прилегающих районах, Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1942.
10. Флоренсов И. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. Геол. и геофиз., № 1, 1960.
11. Хромовских В. С., Солоненко В. П., Семенов Р. М., Жилкин В. М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М., Наука, 1979.
12. Ilhan E. Earthquakes in Turkey, in "Geology and History Turkey". Tripoly, 1971.
13. Berberian M. Contribution of the seismotectonica of Iran (part I. II). Geol. Survey of Iran, № 38, 1975.
14. Tchalenko I. S., Braund J., Berberian M. Discovery of three earthquake faults in Iran: Nature, v. 248, № 5450, 1974.

УДК 550.34.05

В. Г. ГРИГОРЯН

ВИДИМЫЕ ПЕРИОДЫ МАКСИМАЛЬНЫХ АМПЛИТУД
СМЕЩЕНИЙ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Одним из способов решения задачи прогноза параметров сильных сейсмических колебаний, наряду с другими способами, является экстраполяция данных, полученных по слабым землетрясениям. Целесообразность этого подхода обусловлена тем очевидным обстоятельством, что слабые землетрясения происходят сравнительно чаще, и за короткий срок наблюдений можно набрать статистически представительный материал.

Чтобы целенаправленно использовать материал существующих сейсмических станций необходимо попытаться найти общие закономерности изменения количественных характеристик от некоторых параметров землетрясений: энергетической величины, гипоцентрального расстояния, механизма и т. д. при слабых и сильных землетрясениях, т. е. необходимо коррелировать полученные результаты по сильным движениям с результатами слабых. Основная «неувязка» здесь возникает из-за того, что часто мы вынуждены в качестве сильных движений использовать «чужие» землетрясения.

Естественно, что при такой корреляции будут разными строение среды, региональный фон тектонических напряжений, пути распространения сейсмических волн. Для того, чтобы получить более обоснованные закономерности, необходимо учитывать и вышеуказанные факторы. Эти задачи входят в дальнейший план исследовательских работ по оценке сейсмической опасности. В данной работе рассматриваются некоторые закономерности изменения видимых периодов максимальных амплитуд смещений от энергии источника при сильных землетрясениях, в основном, по данным зарубежных землетрясений.

Было использовано около 180 записей всех компонентов 60 станций. Большинство записей сильных землетрясений, подверженных анализу, получены с помощью акселерографов, позволяющих вести регистрацию сейсмических колебаний в полосе частот 0,07—25 Гц. Сейсмограммы получены двойным интегрированием из акселерограмм [2]. Рассмотрены записи землетрясений всех трех компонент; полученные оценки, как правило, соответствуют поперечным волнам.

Анализируемый диапазон магнитуд менялся в пределах $5,3 \div 7,7$ (локальная магнитуда), а экстремальные значения эпицентральных расстояний в выборке колебались в пределах $15 \div 230$ км. Однако в

среднем разброс Δ оказался небольшим и, исходя из этого, коррекцию за расстояние мы здесь не производили.

Была построена зависимость видимых периодов смещений от магнитуды и распределения средних (по компонентам) значений $T_{см}$ (рис. 1). Большие кружочки—осредненные значения $T_{см}$ для фиксированных значений M_L . Для землетрясения 9.02. 1971 г. в San Fernando проводится также независимое среднее значение $T_{см}$, подсчитанное по 63 записям 21 станции.

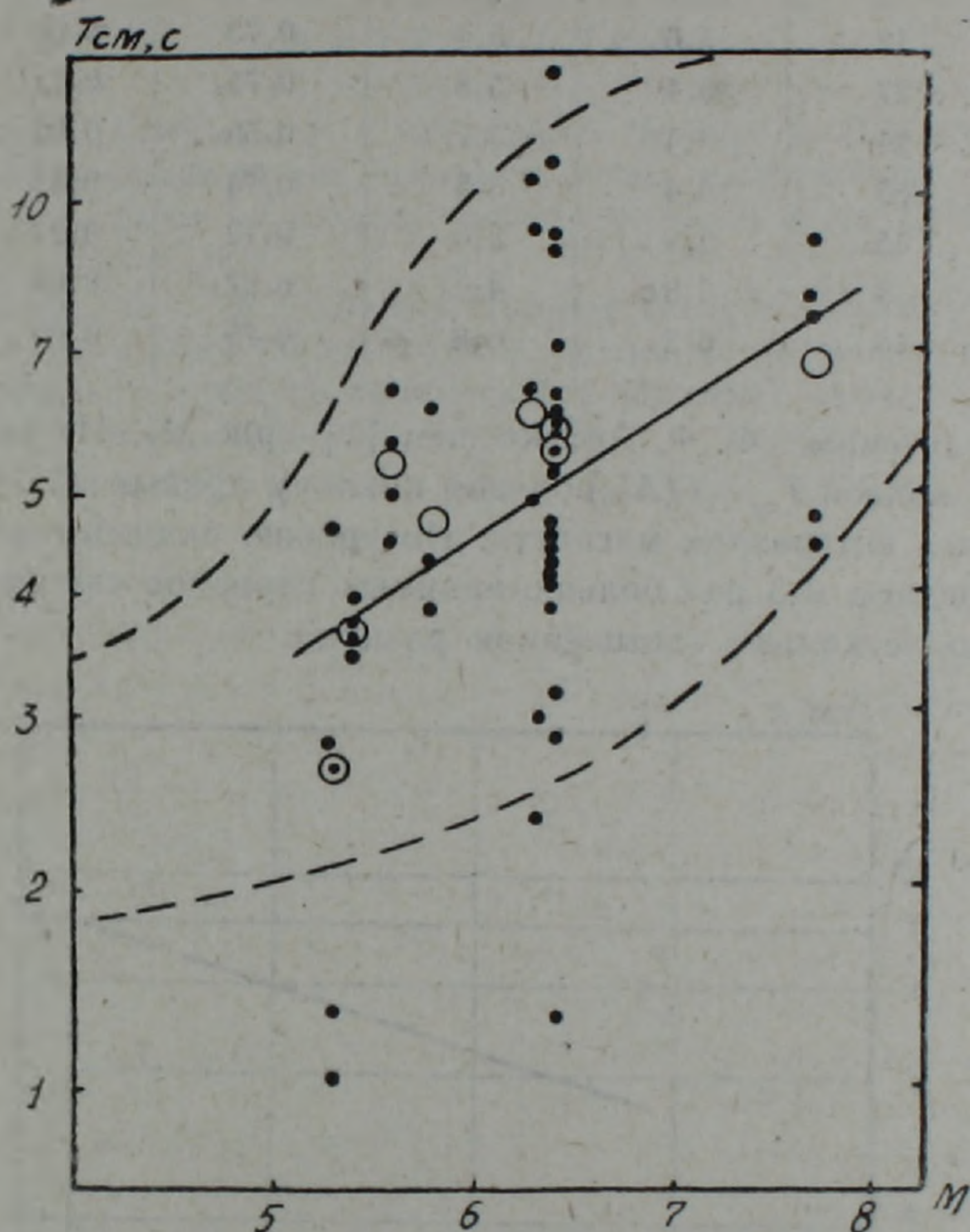


Рис. 1. Зависимость видимых периодов смещений от магнитуды M_L . Пунктиром обозначена область распределения; сплошная линия—осредняющий график.

К сожалению, статистический вес для отдельных значений магнитуд не одинаков, т. е. число записей для фиксированных значений различное (табл. 1). Здесь приведены также среднеквадратические отклонения величин $T_{см}$ в ед. логарифма— σ для соответствующих значений магнитуд. Из рис. 1 видно, что распределение видимых периодов максимальных амплитуд смещений в зависимости от локальной магнитуды M_L можно описать логнормальным законом. Формула, аппроксимирующая эту зависимость, имеет вид:

$$\lg T_{см} = 0,13 \cdot M_L - 0,13.$$

Интересно сопоставить график зависимости $T_{см} = f(M_L)$ с зависимостями видимых периодов скоростей и ускорений от M_L по мировым

Статистические характеристики выборки

Число использо- ванных за- писей	Магнитуда M_L	Видимые периоды		σ
		$T_{см}, сек$	$lg T_{см}$	
15	7,7	6,8	0,83	0,13
12	5,6	5,4	0,73	0,06
27	6,4	5,8	0,76	0,27
21	5,4	3,7	0,56	0,02
63	6,4	5,5	0,74	0,13
15	5,3	2,6	0,12	0,21
9	5,8	4,7	0,67	0,09
18	6,3	6,0	0,78	0,08

данным, полученным Ф. Ф. Аптикаевым [1] (рис. 2). Из рис. 2 видно, что наклон кривой $T_{см} = f(M_L)$ близок наклону кривых (1) и (2) в сопоставляемых интервалах магнитуд. По уровню видимые периоды смещений в среднем в 5 раз больше видимых периодов скоростей. По-видимому, это несколько завышенная разница.

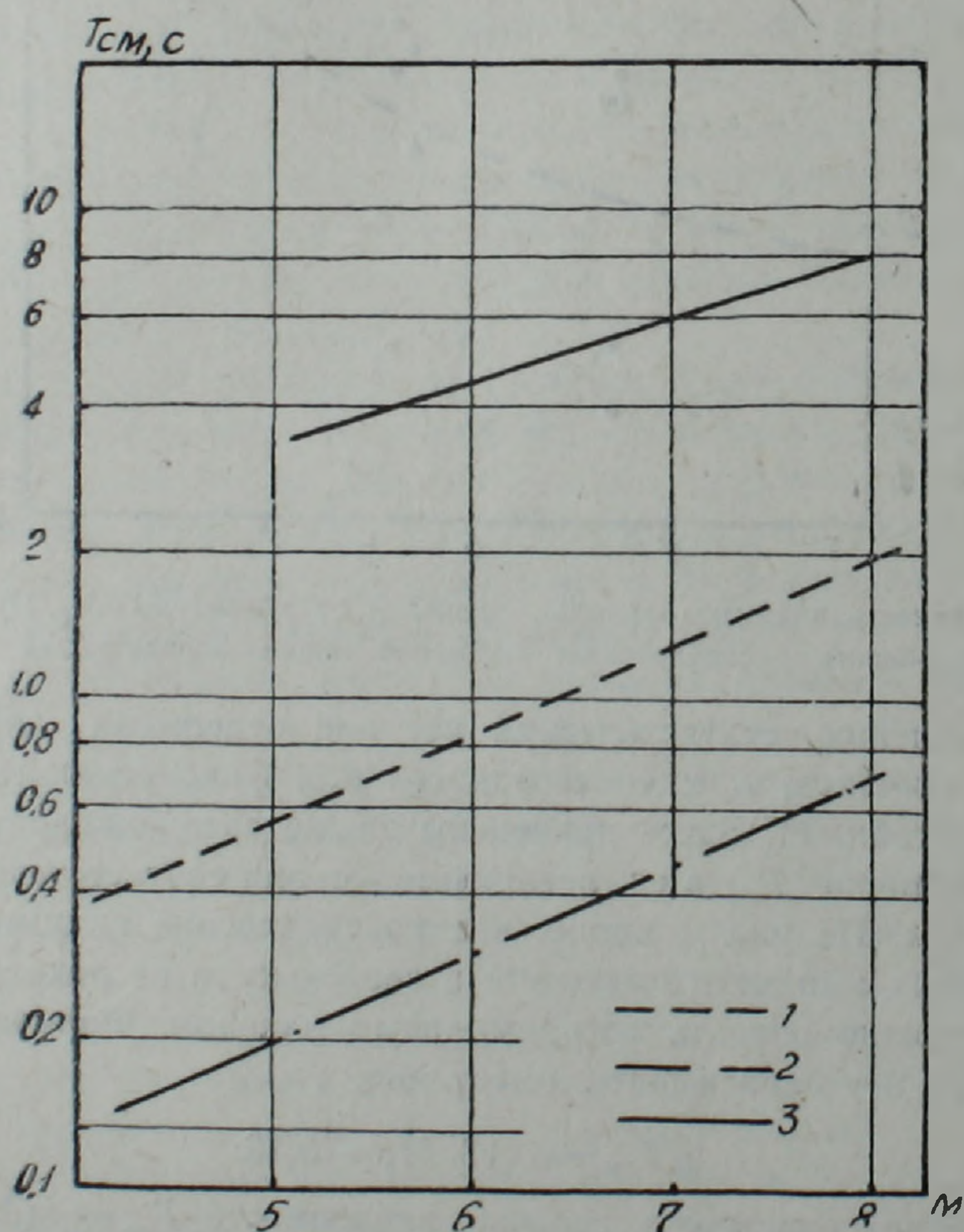


Рис. 2. Сопоставление кривых зависимостей видимых периодов скоростей (1) и ускорений (2) от локальной магнитуды по [1] с кривой зависимости $T_{см} = f(M_L)$ — (3).

Полученную зависимость между видимыми периодами максимальных амплитуд смещений и магнитудой сильного землетрясения следует рассматривать как предварительную оценку для сопоставления в дальнейшем с аналогичными корреляциями для малых энергетических величин. Окончательные результаты могут быть применены для целей детального сейсмического районирования и микрорайонирования.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм.ССР

Поступила 21. V. 1984.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Антикаев Ф. Ф., Гладышева Г. С., Итон Дж., Нерсесов И. Л. Связь параметров сейсмических колебаний при сильных и слабых землетрясениях. Сб. советско-американских работ по прогнозу землетрясений, том 2, кн. 2. Изд. «Дониш», Душанбе—Москва, 1979.
2. Trifunac M. D., Lee V. W. Uniformly Processed strong earthquake ground accelerations in the western United States of America for the period from 1933 to 1971: Corrected acceleration, velocity and displacement curves. Los Angeles, California, February, 1978.

УДК 550.831

Ф. М. ФИДАНЯН, В. С. ГАСПАРЯН, Г. С. БАДАЛЯН

К ВОПРОСУ О ВВЕДЕНИИ ПОПРАВОК ЗА ВЛИЯНИЕ
РЕЛЬЕФА ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ПОДЗЕМНЫЕ
ИЗМЕРЕНИЯ С ГРАВИМЕТРОМ

Основной проблемой при подземных гравиметрических измерениях в условиях резко пересеченного высокогорного рельефа является необходимость введения поправки за влияние рельефа дневной поверхности. В настоящее время известно много способов учета влияния рельефа дневной поверхности на результаты подземных гравиметрических измерений [1, 4—7 и др.] Однако все опубликованные способы учета влияния рельефа имеют общий недостаток—трудоемкость и длительность операций по снятию высотных отметок дневной поверхности и дальнейших вычислений. Из вышеуказанных способов наиболее точно можно учитывать влияние рельефа дневной поверхности с помощью метода Е. А. Мудрецовой, предлагающего использование ЭВМ.

Некоторые из вышеуказанных методов при сильно расчлененном рельефе дают искаженное значение поправок Δg_p , так как с помощью палеток с гипсометрической карты снятые высотные значения в узловых точках, после осреднения методом интерполяции вносят ошибку в поправку Δg_p .

Так как протяженность горных выработок на рудных месторождениях весьма ограниченная, то самую верхнюю плоскость следует выбрать так, чтобы между этой плоскостью и рельефом была помещена наименьшая масса. Исходя из ранее проведенных опытно-методических работ, мы убедились, что наилучшие результаты получаются при выборе верхней плоскости, проходящей через наивысшую точку рельефа. Последнее позволяет учитывать все элементы рельефа, которые условно заполняются искусственными массами. При определении поправок рельефа можно выбрать плотность, равную плотности промежуточного слоя.

На практике при гравиразведочных работах для решения прямой задачи широкое применение находит способ, разработанный Г. Я. Голиздрой [2, 3]. По этому способу вычисляются влияния геологических структур и контакта рудовмещающих пород на результаты гравиметрических наблюдений.

В статье рассматривается новый способ введения поправок за влияние рельефа дневной поверхности, который условно получил название моделирования изогипсов рельефа. Ниже приводится его описание.

Необходимо выполнить расчет поля в горной выработке, возмущающие массы по отношению к которой расположены выше горизонта наблюдения. В таких условиях при составлении трехмерной модели рельефа дневной поверхности необходимо задавать очень большое количество горизонтальных плоскостей (с целью повышения точности величины поправок) так, чтобы каждый из них совпадал с неправильным многоугольником, вписанным в изогипсы рельефа. Далее по отношению к какому-либо горизонту (принимая данный горизонт за нулевую линию), записываем на всех вершинах многоугольника числовые значения координат X и Y соответственно с масштабом гравитационной съемки. Следовательно, уравнение стороны n -угольника (полигона), проходящей через точки с координатами X_i и Y_i , X_{i+1} , Y_{i+1} имеет вид

$$X' = a_i Y' + C_i \quad (1)$$

где

$$a_i = (X_{i+1} - X_i)(Y_{i+1} - Y_i) \quad (2)$$

$$C_i = (X_i Y_{i+1} - X_{i+1} Y_i)(Y_{i+1} - Y_i),$$

X' — координаты точек при несовпадении профиля с направлением севера.

Если массы ограничены плоскостями $Z^I = b_1$, $Z^{II} = b_2$, то поправки за влияние рельефа дневной поверхности таких трехмерных масс можно записать в виде:

$$\Delta g_p = f \sum_{i=1}^n \int_{Y_i}^{Y_{i+1}} \left[\arctg \frac{(X - a_i Y_i - C_i)(Z - b_2)}{(Y - Y') \sqrt{(X - a_i Y_i - C_i)^2 + (Z - b_1)^2 + (Y - Y')^2}} - \right. \\ \left. \arctg \frac{(X - a_i Y_i - C_i)(Z - b_1)}{(Y - Y') \sqrt{(X - a_i Y_i - C_i)^2 + (Z - b_1)^2 + (Y - Y')^2}} \right] dy'. \quad (3)$$

Так как верхняя плоскость проходит через наивысшую отметку рельефа дневной поверхности, то по способу Е. А. Мудрецово́й определяем влияние рельефа дневной поверхности по формуле

$$\Delta g_p = - \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^{12} B_{i, k}, \quad (4)$$

где

$$B_1 = \frac{2 \pi f \sigma}{n} H_{об} A_1 \left(\frac{1}{\sqrt{X_1^2 + 1}} - \frac{H_{об}}{\sqrt{\lambda_1^2 H_{об}^2 + h^2}} \right), \\ B_7 = \frac{6 \pi f \sigma}{n} H_{об} A_7 \left(\frac{1 + 3 X_7}{\sqrt{1 + (1 + 3 X_7)^2}} - \frac{(1 + 3 X_7) H_{об}}{\sqrt{H_{об}^2 (1 + 3 X_7)^2 + h^2}} \right) \quad (5)$$

$H_{об}$ — расстояние от плоскости относимости до горизонта наблюдений; h — высота точек дневной поверхности, отсчитываемая от горизонта наблюдений. n — число лучей, по которым считаются рельефы [7]; A_k — числовые коэффициенты, приведенные в работе [7]; X_n — значения узлов.

На основании формул (3) и (5) составлены программы для ЭВМ типа М-20, которые позволяют определить величину поправки рельефа местности при высокоточных измерениях с гравиметрами в подземных выработках и на дневной поверхности.

Результаты проведенных работ представлены в виде графиков по двум разрезам (рис. 1 и 2). В разрезах 1 и 2 сплошными линиями представлены графики поправок влияния рельефа дневной поверхности по способу Е. А. Мудрецовой, а пунктирными—по предлагаемому способу.

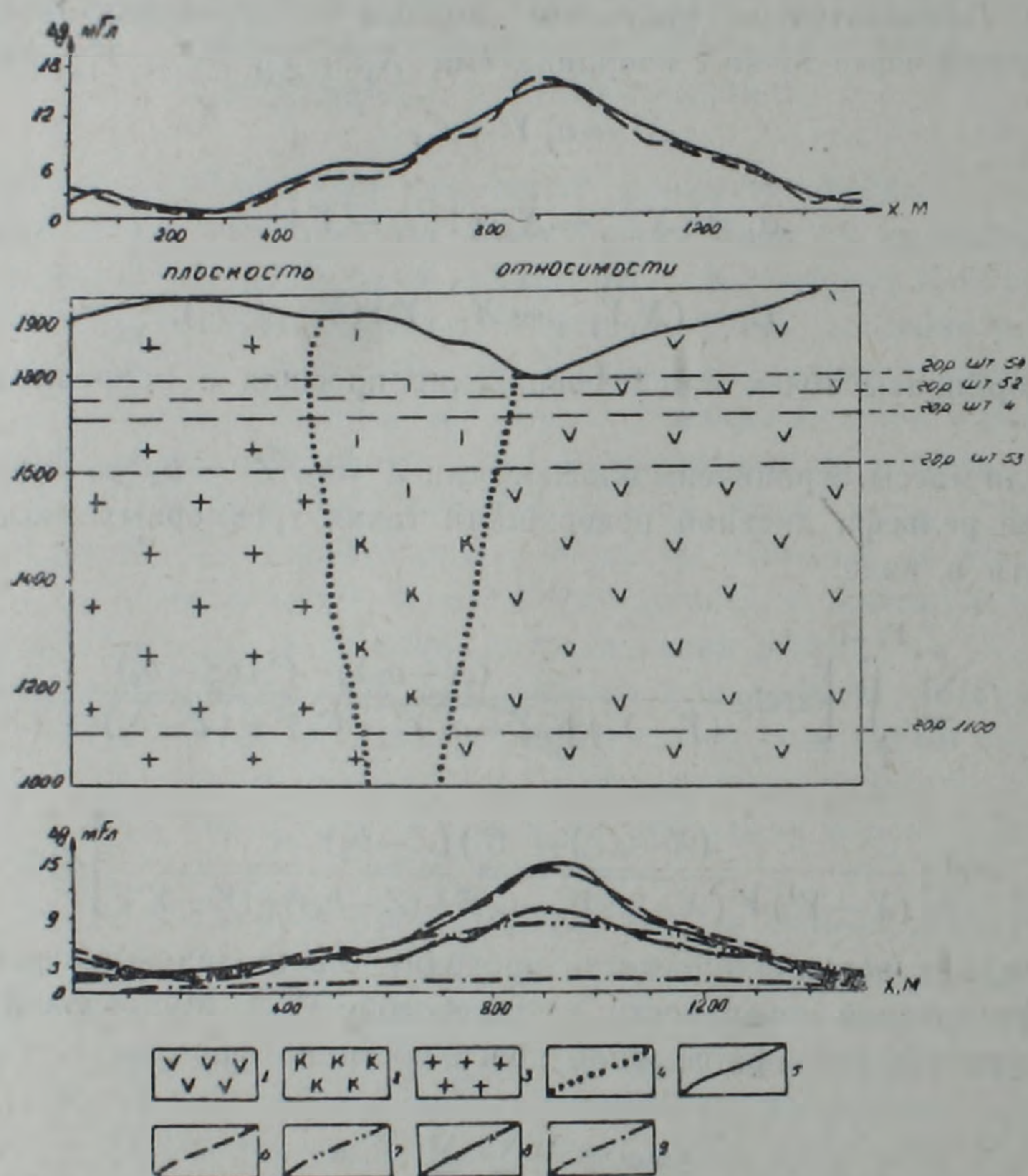


Рис. 1. Геологический разрез по линии V—V' и результаты определения поправок за влияние рельефа дневной поверхности. 1—порфириты; 2—вторичные кварциты; 3—интрузивные породы; 4—контакты разноименных пород; 5—поправки Δg_p по способу Е. А. Мудрецовой для горизонта шт. 54 и по рельефу; 6—поправки Δg_p по способу моделирования изогипсов для горизонта 1780 м шт. 54 и по рельефу; 7—поправки Δg_p по способу Е. А. Мудрецовой для горизонта 1610 м шт. 53; 8—поправки Δg_p по способу моделирования изогипсов для гор. шт. 53; 9—поправки по способу моделирования изогипсов для горизонта 300 м.

Полученные значения поправок рельефа в целом совпадают, что подтверждает правомерность предлагаемого способа.

Была поставлена задача выяснить, на какой глубине влияние рельефа при подземных гравиметрических наблюдениях равнялось ну-

лю. С этой целью для поправки рельефа были сделаны вычисления на разных горизонтах, начиная с 1780 до 100 м глубины.

Как показали расчеты, рельеф, имеющий вид карьера глубиной 250 м и размерами в плане 1000×500 м, при наблюдениях на глубине

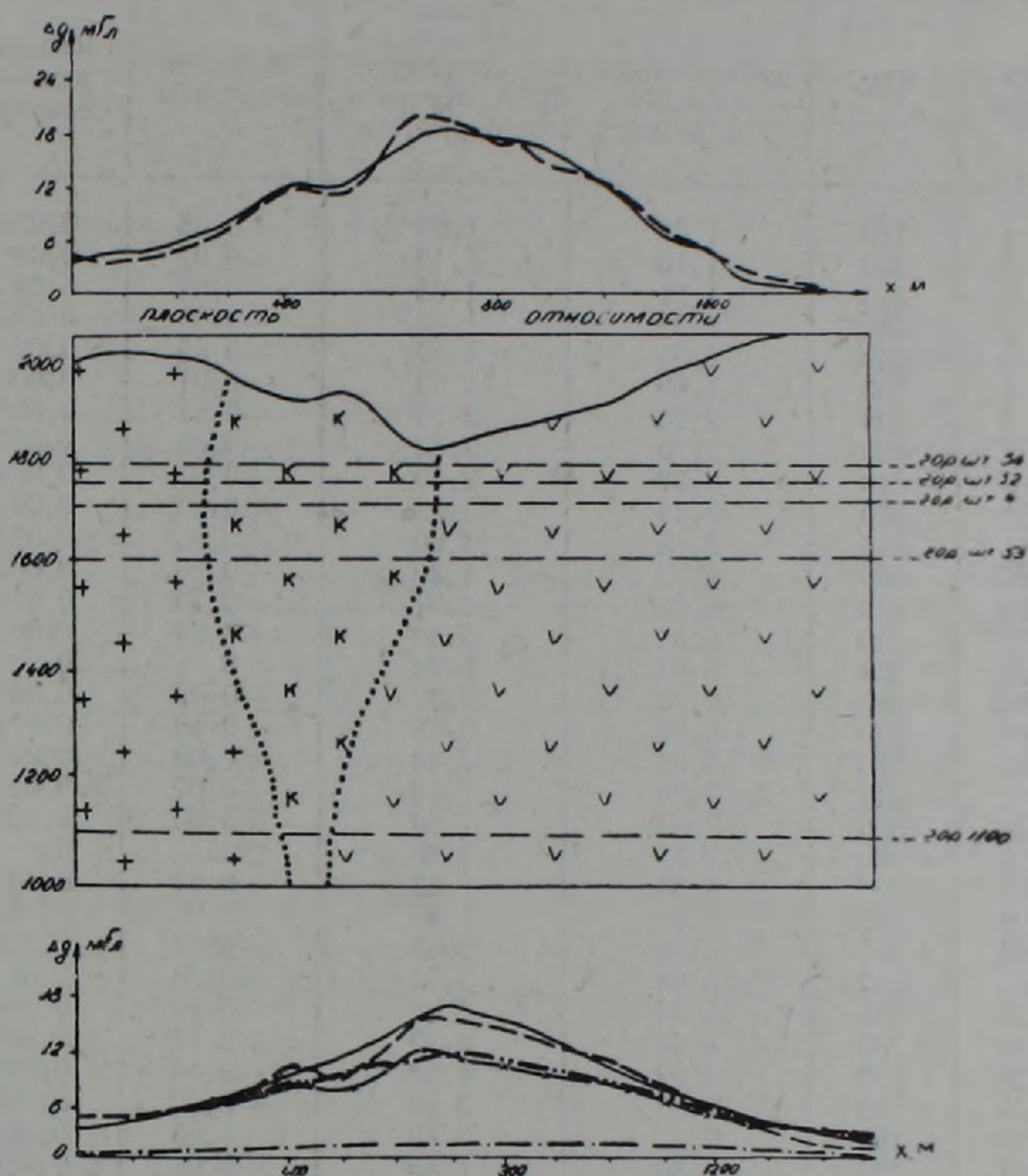


Рис. 2. Геологический разрез по линии VI—VI' и результаты определения поправок за влияние рельефа дневной поверхности.

50 м от дневной поверхности (гор. шт. 54) создает эффект до 16,5 мГал (при $\sigma = -2,7$ г/см³). С увеличением глубины величина поправки Δg уменьшается. На глубине 1800 м от дневной поверхности эффект составляет всего лишь 0,1 мГал.

Итак, из исследований, проведенных на различных горизонтах, выяснилось, что в случае подобного рельефа следует поправку считать до глубины 1800 м от дневной поверхности, чтобы не исказить результаты подземных высокоточных гравиметрических наблюдений. Шаг вычислений не должен превышать 5 м на верхних и 20 м на нижних горизонтах.

Рассматриваемый способ был испытан на ряде рудных месторождений Арм.ССР, и в итоге был получен положительный результат пространственного расположения рудных объектов относительно оси выработки.

Для примера в табл. 1 приведены значения поправок рельефа дневной поверхности (на Анкадзорском месторождении меди), получен-

Таблица 1

№ п/п	ПК	Поправка по предлагаемому способу в мГал	Поправка по способу Е. А. Мудрецовской в мГал	Разность поправок	Квадрат разности поправок
1	180	1,03	1,00	+0,03	0,0009
2	200	1,10	1,12	-0,02	0,0004
3	220	1,21	1,25	-0,04	0,0016
4	240	1,35	1,40	-0,05	0,0025
5	260	1,55	1,60	-0,05	0,0025
6	280	1,89	1,90	-0,01	0,0001
7	300	2,16	2,15	+0,01	0,0001
8	320	2,70	2,62	+0,08	0,0064
9	340	2,97	2,90	+0,07	0,0049
10	360	3,38	3,32	+0,06	0,0036
11	380	3,65	3,60	+0,05	0,0025
12	400	4,25	4,20	+0,05	0,0025
13	420	4,72	4,62	+0,10	0,0100
14	440	5,54	5,50	+0,04	0,0016
15	460	5,94	5,94	0	0
16	480	6,28	6,30	-0,02	0,0004
17	500	6,95	6,85	+0,10	0,0100
18	520	7,56	7,48	+0,08	0,0064
19	540	7,70	7,68	+0,02	0,0004
20	560	7,83	7,80	+0,03	0,0009
21	580	7,70	7,70	0	0
22	600	7,53	7,60	-0,04	0,0016
23	620	7,16	7,20	-0,04	0,0016
24	640	6,89	6,95	-0,06	0,0036
25	660	5,94	6,04	-0,10	0,0100
26	680	5,34	5,42	-0,10	0,0100
27	700	4,59	4,70	-0,11	0,0121
28	720	3,92	4,02	-0,10	0,0100
29	740	3,38	3,50	-0,12	0,0144
30	760	2,43	2,40	+0,03	0,0009
31	780	1,89	1,85	+0,04	0,0016

ные при помощи моделирования изогипсов рельефа от 3-мерных тел и по способу Е. А. Мудрецовской.

$$\epsilon_{\Delta g_p} = \pm \sqrt{\frac{0,1231}{31}} = \pm 0,063 \text{ мГал.}$$

Из табл. 1 видно, что значения, полученные для поправки рельефа дневной поверхности (двумя способами), близки друг к другу, и средне-квадратичная погрешность вычислений для одного горизонта составляет 0,063 мГал.

В табл. 2 и 3 приведены результаты статистических обработок для поправки рельефа дневной поверхности.

Как видно из таблиц 2 и 3, с изменением глубины наблюдений изменяются значения величин Δg_p и h , а корреляционная связь между ними будет обратная. Радиус корреляции колеблется в пределах от 0,73 до 0,98 при подземных вычислениях и равен 0,99 по рельефу. В таблицах также приведены уравнения регрессии и среднеквадратичные отклонения для каждого горизонта отдельно. С помощью уравнения ре-

Таблица 2

Разрез по линии V—V'

№ п/п	Горизонты и профили наблюдений	Корреляционный анализ Δg_p и h			
		Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции	Среднеквадратичное отклонение	
				σ_h	$\sigma_{\Delta g}$
1	2	3	4	5	6
1	По рельефу	$h=11 \Delta g_p+3$	+0,99	47,84	4,51
2	По гор. шт. 54	$h=174-12 \Delta g_p$	-0,97	49,61	3,96
3	По гор. шт. 52	$h=217-15 \Delta g_p$	-0,97	50,87	3,25
4	По гор. шт. 4	$h=261-16 \Delta g_p$	-0,97	49,19	2,49
5	По гор. шт. 53	$h=371-21 \Delta g_p$	-0,90	50,38	2,18
6	По гор. 1100 м	$h=983-60 \Delta g_p$	-0,73	51,14	0,61

Таблица 3

Разрез по линии VI—V'

1	2	3	4	5	6
1	По рельефу	$h=11 \Delta g_p-5$	+0,99	65,25	5,90
2	По гор. шт. 54	$h=272-15 \Delta g_p$	-0,98	67,50	4,55
3	По гор. шт. 52	$h=309-16 \Delta g_p$	-0,98	66,12	4,10
4	По гор. шт. 4	$h=358-18 \Delta g_p$	-0,98	67,39	3,71
5	По гор. шт. 53	$h=478-23 \Delta g_p$	-0,98	66,93	2,89
6	По гор. 1100 м	$h=1190-82 \Delta g_p$	-0,93	67,10	0,76

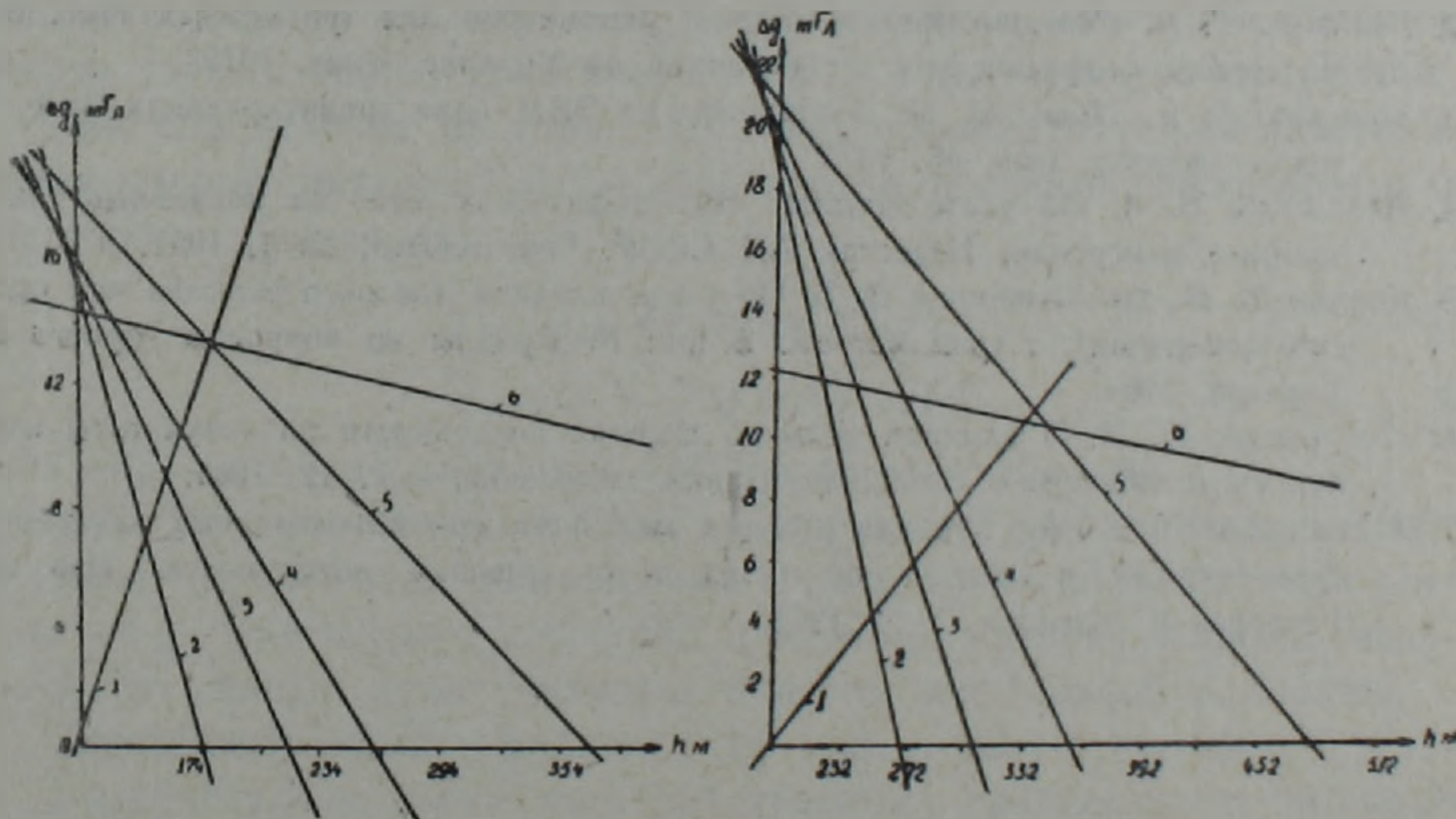


Рис. 3. Зависимость между поправками рельефа Δg_p и глубиной определения по разрезам: V—V', VI—VI', 1—по рельефу; 2—по гор. шт. 54; 3—по гор. шт. 52; 4—по гор. шт. 4; 5—по гор. шт. 53; 6—по гор. 1100 м.

грессии (табл. 2 и 3) для разрезов V—V' и VI—VI' построены зависимости значений Δg_p и h (рис. 3).

Из рис. 3 видно, что с увеличением глубины вычисления поправок уменьшается угол между прямой и осью абсцисс, а прямая, полученная на гор. 100 м, совпала с этой осью.

В результате проведенных работ можно прийти к следующим выводам:

1. Данный способ обработки дает возможность заранее оценить величину ожидаемой поправки дневного рельефа.

2. Для каждого горизонта выявлены закономерности распределения поправки за влияние рельефа дневной поверхности (Δg_p) и глубины вычисления (h).

3. Как известно, сильно расчлененный рельеф дневной поверхности оказывает большое влияние на результаты подземных высокоточных гравиметрических измерений. Как показали расчеты, приведенные в настоящей статье, это влияние тем больше, чем ближе к дневной поверхности находится горизонт, на котором проводятся измерения.

Исходя из вышесказанного, способ моделирования изогипсов рельефа (подземный вариант метода гравиразведки) можно рекомендовать для применения в подземных работах при поисках и разведке рудных месторождений.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 20. V. 1983.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ващилов Ю. Н. Учет влияния рельефа местности при гравиметрических наблюдениях в подземных горных выработках и скважинах. Развед. геофизика, вып. 51, 1964.
2. Голидра Г. Я. Решение прямой задачи гравиметрии для трехмерных масс. В кн.: Материалы геофизических исследований на Украине, Киев, 1972.
3. Голидра Г. Я., Попов В. М. Вычисление на ЭВМ поля гравитирующих масс. Развед. геофизика, вып. 56, 1973.
4. Казинский В. А. Об учете влияния топографических масс на подземные гравитационные измерения. Известия АН СССР. Сер. геофиз. № 1, 1957.
5. Копник М. Б., Наугольников В. Б. Об учете влияния дневного рельефа при подземных измерениях с гравиметром. В кн.: Материалы по вопросам горного дела. Харьков, 1964.
6. Лукавченко П. И. О влиянии рельефа дневной поверхности на результаты измерений силы тяжести в скважинах. Прикл. геофизика, вып. 12, 1965.
7. Мудрецова Е. А. Учет влияния рельефа местности при высокоточных измерениях с гравиметрами в шахтах, штольнях и на дневной поверхности. Изв. вузов. Геология и разведка, № 3, 1963.

УДК: 550.380

С. Р. ОГАНЕСЯН, А. О. СИМОНЯН
О ВОЗМОЖНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ
ЭФФЕКТОВ ПРИ ОЦЕНКЕ ТЕКТОНОМАГНИТНОГО
ЭФФЕКТА

Для изучения локальных особенностей геомагнитного поля (ГМП) часто используется метод синхронных замеров [1], при котором берется разность значений модуля полного вектора напряжений ГМП между рядовым и опорным пунктами для данного момента времени t , этим определяя пространственный градиент между отмеченными пунктами:

$$\Delta T_n \cong T_{np}(t) - T_{ноп}(t), \quad (1)$$

где $T_{np}(t)$ —наблюдаемое значение полного вектора ГМП для исследуемой рядовой точки в момент времени t , $T_{ноп}(t)$ —наблюдаемое значение полного вектора ГМП на опорном пункте в тот же момент t .

В сейсмогенных зонах в наблюдаемый пространственный градиент ΔT_n могут входить как интересующее нас изменение ГМП тектономагнитной природы, так и аномальные изменения солнечно-суточной вариации, обусловленные индукционными эффектами, зависящими от частоты вариации, неоднородной проводимости и магнитной восприимчивости горных пород, простирающихся в район пунктов измерений.

Для определения пунктов, где могут проявляться аномальные вариации полного вектора ГМП, наблюдаемые значения приводятся к обсерваторным базисным значениям

$$T_{np}(t) - \delta T(t) = T_{ор}(t), \quad (2)$$

$$T_{ноп}(t) - \delta T(t) = T_{ооп}(t), \quad (3)$$

где $\delta T(t)$ —величина вариации ГМП в момент времени t .

Если базисные значения ГМП на рядовом ($T_{ор}$) или опорном пункте ($T_{ооп}$) не остаются постоянными в течение нескольких дней, когда образование локальных аномалий тектономагнитной природы исключается, то данный пункт является пунктом аномальной вариации.

Пространственный градиент по базисным значениям $T_{np}(t) - T_{ооп}(t)$, идентично равен пространственному градиенту по наблюдаемым значениям — $T_{np}(t) - T_{ноп}(t)$, в пределах ошибки измерений. Но значение градиента между пунктами обязательно меняется со временем, если на рядовом или же опорном пункте (последнее более нежелательно) вариация имеет аномальный характер. Вычисляя пространственный градиент синхронной методикой для последующих моментов времени $t_1, t_2, \dots, t_n$

$$\begin{aligned}\Delta T_1(t_1) &= T_{\text{нр}}(t_1) - T_{\text{ноп}}(t_1), \\ \Delta T_2(t_2) &= T_{\text{нр}}(t_2) - T_{\text{ноп}}(t_2), \\ \hline \Delta T_n(t_n) &= T_{\text{нр}}(t_n) - T_{\text{ноп}}(t_n),\end{aligned}\tag{4}$$

или базисной методикой

$$\begin{aligned}\Delta T_1(t_1) &= T_{\text{ор}}(t_1) - T_{\text{ооп}}(t_1), \\ \Delta T_2(t_2) &= T_{\text{ор}}(t_2) - T_{\text{ооп}}(t_2), \\ \hline \Delta T_n(t_n) &= T_{\text{ор}}(t_n) - T_{\text{ооп}}(t_n)\end{aligned}\tag{5}$$

мы получим меняющийся во времени ряд пространственного градиента для рядового пункта, если предполагать, что в опорном пункте нет аномальных изменений в S_2 вариации.

$$\Delta T_1(t_1) \neq \Delta T_2(t_2) \neq \dots \neq \Delta T_n(t_n),$$

Таким образом ΔT можно записать в следующем виде

$$\Delta T \equiv \Delta T(\chi; \rho),$$

где χ, ρ — магнитная восприимчивость, электропроводимость горных пород, расположенных в данном пункте.

Отделить истинный пространственный градиент между рядовым и опорным пунктами можно путем вычитания той части вариации, которая обусловлена неоднородностями χ и ρ горных пород, от полученного нами по формуле (1) пространственного градиента. Обозначим эту часть вариации через $\delta T(\chi; \rho)$, а эффект возникновения аномальной вариации назовем вторичным эффектом по сравнению с исследуемым тектономагнитным эффектом. Таким образом, можем получить истинное значение пространственного градиента:

$$\Delta T_{\text{и}} = \Delta T_{\text{н}} - \delta T(\chi; \rho),\tag{6}$$

где ΔT — истинный пространственный градиент, зависящий только от физико-механических изменений в земной коре.

Вычитая первое уравнение из всех остальных для системы (4) уравнений и сопоставляя полученные разности:

$$\begin{aligned}\Delta T_2(t_2) - \Delta T_1(t_1) &= \delta \Delta T_e; \\ \Delta T_3(t_3) - \Delta T_1(t_1) &= \delta \Delta T_3; \\ \hline \Delta T_n(t_n) - \Delta T_1(t_1) &= \delta \Delta T_n;\end{aligned}\tag{7}$$

с разностями вариаций

$$\begin{aligned}\delta T_2(t_2) - \delta T(t_1) &= \delta \delta T_2; \\ \delta T_3(t_3) - \delta T(t_1) &= \delta \delta T_3; \\ \hline \delta T_n(t_n) - \delta T(t_1) &= \delta \delta T_n;\end{aligned}\tag{8}$$

которые получаются из обсерваторных данных, можно определить величину аномальной вариации $\delta T(\chi; \rho)$.

Построив график зависимости $\delta\Delta T$ от $\delta\delta T$ для некоторых, более подходящих для этой цели пунктов, получим квазилинейную зависимость между ними (рис. 1). Разделив значения $\delta\Delta T$ на соответствующие значения $\delta\delta T$ (значение $\delta\delta T$ соответствует значению $\delta\Delta T$, если оба

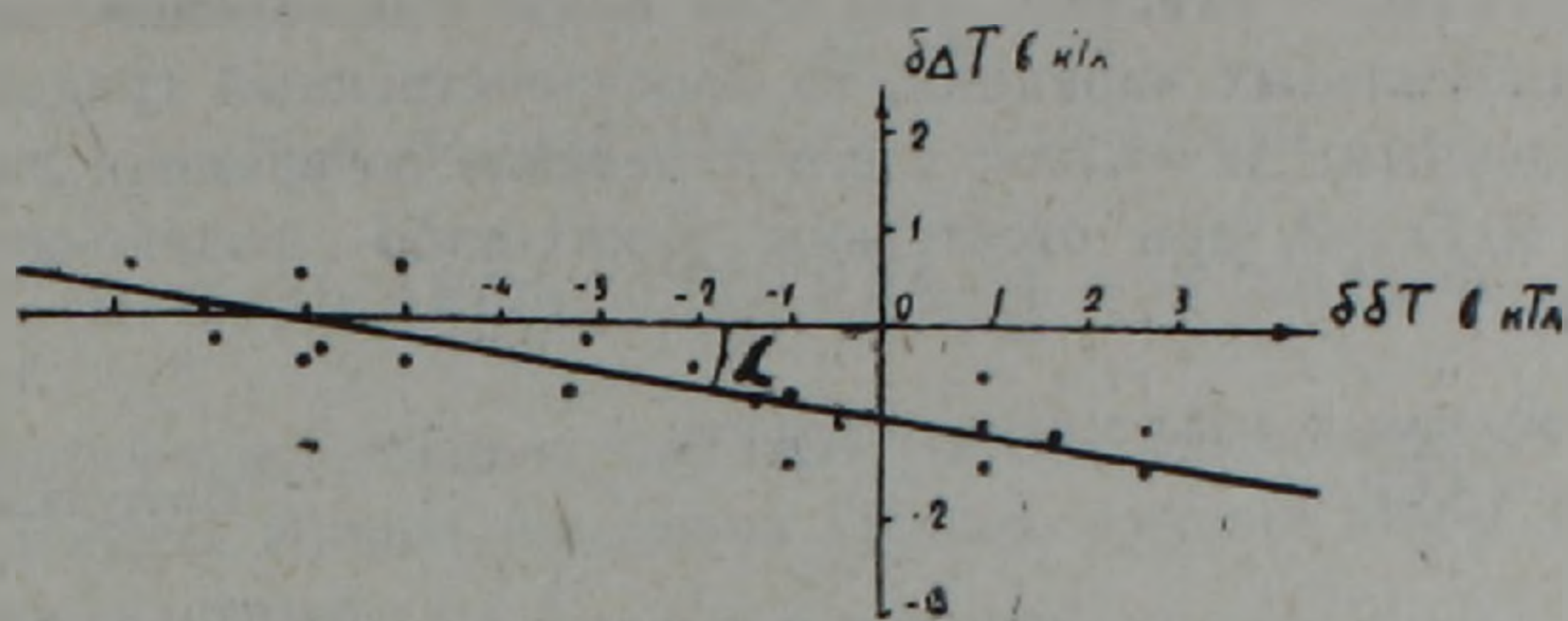


Рис. 1.

изменения происходили одновременно), получим некоторое постоянное K , характеризующее углом между полученной кривой и осью абсцисс, который обозначим буквой α :

$$K = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\delta\Delta T_2}{\delta\delta T_2} = \frac{\delta\Delta T_3}{\delta\delta T_3} = \dots = \frac{\delta\Delta T_n}{\delta\delta T_n}. \quad (9)$$

Таким образом, мы будем иметь как бы характеристику данного пункта, определяемую влиянием неоднородностей χ , ρ на наблюдаемое магнитное поле Земли, уже не зависящим от времени. Заметим также, что о зависимости изменения пространственного градиента $\delta\Delta T$ от изменения вариаций $\delta\delta T$ можно судить, принимая, что тектономагнитный эффект в данном этапе отсутствует и $\delta\Delta T$ является следствием только $\delta\delta T$.

Отсюда следует, что для каждой серии наблюдений, имея наблюдаемый пространственный градиент между интересующими нас рядовым и опорным пунктами и сравнивая его с самим собой для момента времени, который мы хотим принимать за начальный (интервал между ними может быть день, месяц, год, два и т. д.), получим изменение за определенный промежуток времени:

$$\delta\Delta T_n = \Delta T_n - \Delta T_0, \quad (10)$$

где ΔT_n — пространственный градиент в момент времени t_n , а ΔT_0 — пространственный градиент в момент времени t_0 .

Вычисляя изменение внешней вариации за исследуемый период времени $\delta\delta T$ по обсерваторным данным и по уже известной зависимости (9) по K , с соответствующим ему $\delta\Delta T_n$, мы получим ту часть изменения градиента, которая объясняется изменением внешней вариации за счет неоднородности χ и ρ :

$$\delta T_n(\chi; \rho) = k \cdot \delta\delta T. \quad (11)$$

Отнимая величину вторичного эффекта (11) от полного изменения пространственного градиента (10), получим истинный пространственный градиент (6), по которому уже можем судить о величине тектономагнитного эффекта, следовательно, и о накоплении упругих напряжений

в земной коре за данный период исследований. Так как мы исключаем аномальные вариации на опорном пункте (ибо они пренебрежимо малы), то все эти величины можно отнести к исследуемому рядовому пункту.

В заключение заметим, что если пункт измерений не является пунктом аномальных вариаций, то пространственный градиент должен быть постоянным: $\Delta T = \text{Const}$ и его изменение во времени должно быть нулевым: $\delta \Delta T_n = 0$, при отсутствии каких-либо физико-механических изменений.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 2. XI. 1983.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Пушкин А. Н., Ривин Ю. Р., Храненко В. Н. О синхронных наблюдениях по профилю для выявления аномалий вековой вариации. Геомагнетизм и аэрономия, № 3, 1973

УДК: 91 + 528.9(092) Исаков

А. Б. БАГДАСАРЯН, Д. Р. НАЗАРЕТЯН

И. С. ИСАКОВ—ГЕОГРАФ И КАРТОГРАФ

Выдающийся флотоводец, крупный ученый, общественный и государственный деятель Иван Степанович Исаков оставил заметный след в истории нашей страны.

Ованес (Иван) Тер-Исаакян (Исаков) родился 8(22) августа 1894 г. в селе Аджикент Карсской области в семье железнодорожного служащего. После окончания Тифлисского реального училища (1903—1913 гг.) И. С. Исаков переезжает в Петербург с горячим желанием посвятить себя служению морю. Здесь он поступает в Отдельные гардемаринские (морские) классы, с окончанием последних (1917) вся дальнейшая деятельность И. С. Исакова посвящается советскому военно-морскому флоту, одним из организаторов и руководителей которого являлся он в течение долгих лет.

И. С. Исаков служил на Балтийском (1914—1917, 1920—1922, 1931—1938), Черноморском (1922—1927, 1928—1929 гг.) флотах, Астраханско-Каспийской и Волжско-Каспийской военных флотилиях (1919—1920 гг.). В 1928 г. он окончил курсы усовершенствования начальствующего состава при Военно-морской академии, что по существу дало И. С. Исакову высшее военно-морское образование.

Все эти обстоятельства—как длительная служба во флоте, подкрепление теоретических знаний практическим опытом, высшее военно-морское образование—сформировали И. С. Исакова в крупнейшего военно-морского специалиста.

В 1938—46 гг. И. С. Исаков работал в качестве начальника штаба Военно-морских сил, заместителем Наркома военно-морского флота. В 1939—40 гг. координировал действия Балтийского флота и частей Красной Армии в борьбе с белофиннами. В 1940 г. был удостоен воинского звания адмирала. В 1941 г. назначается главнокомандующим Северо-Западным, в 1942—Северо-Кавказским фронтами и членом Военного совета фронтов.

В 1944 г. И. С. Исакову присваивается воинское звание адмирала флота, а позже, в 1955 г, вручается знак отличия Маршала Советского Союза.

В 1937 г. И. С. Исаковым успешно защищена кандидатская диссертация «Операция японцев против Циндао в 1914 г.», а в 1946 г.—ему присуждается ученая степень доктора военно-морских наук.

В 1958 г. И. С. Исаков избирается членом-корреспондентом АН СССР, с этого времени начинается его активная деятельность в отделении геолого-географических наук, в комиссии по океанологии. Одно-

временно он является членом комиссии геолого-географических наук (1958—1967 гг.) по присуждению Ленинской и Государственной премий СССР, председателем экспертной группы Высшей аттестационной комиссии военно-морских наук и т. д.

В 1965 г. в ознаменование 20-летия Победы советского народа в Великой Отечественной войне И. С. Исакову было присвоено звание Героя Советского Союза с вручением «Ордена Ленина» и медали «Золотая звезда», а незадолго до смерти, он был избран почетным академиком АН Армянской ССР (1967 г.).

Неоценима как военная деятельность И. С. Исакова, так и научная в области военно-морской науки, военной географии, истории, океанологии, особенно в области географии, картографии. Им опубликовано более чем 50 монографий и большое число статей в периодике.

Велики заслуги адмирала флота Советского Союза И. С. Исакова в области картографии. Широкий резонанс имел трехтомный «Морской атлас», изданный под общей редакцией И. С. Исакова. Совместно с академиком Ю. М. Шокальским И. С. Исаков явился инициатором и непосредственным участником создания этого уникального картографического произведения.

Работа над Морским атласом в общей сложности велась на протяжении почти 20 лет. Программа трех томов Атласа была выработана под руководством И. С. Исакова. В основу «Морского атласа» легли материалы отечественной картографии и географической литературы, лишь в качестве дополнений — иностранные источники. Была поставлена задача создания географического Атласа Мирового океана с подробной характеристикой океанов, морей, входящих в его систему.

Благодаря созданию Советского Морского Атласа было покончено с длительной монополией Англии, которая, издавая адмиралтейские карты, внесла в географическую транскрипцию массу колониаторских приемов. Атлас сыграл также значительную роль по уточнению географической номенклатуры.

Англизированной морской географии сопутствовала и японизированная география морей Дальнего Востока. Отметим в частности, что Британские географические атласы создавались с целью показа основных путей из метрополии в колонии, в то время как Советский Морской Атлас был построен на принципиально иных положениях.

В основном исходной точкой являлся тот факт, что границы Советского Союза омываются 14 морями, имеется непосредственное сообщение с тремя океанами, через которые проходят морские коммуникации, связывающие ее со всеми странами мира.

Продолжая лучшие традиции русских ученых и мореплавателей, советские научные учреждения ежегодно организуют океанографические, гидрологические и др. экспедиции, тем самым укрепляя передовые позиции советской науки в изучении Мирового океана.

Картографическое обобщение этих материалов представлялось весьма сложным, так как подобная работа выполнялась впервые, отсутствовали аналогичные издания, опыт которых мог бы служить примером.

Морской атлас явился первым комплексным атласом, карты которого дают представление о суше, море, атмосфере, их органическом единстве. Атлас не похож на профессиональные атласы тех типов, где обычно суша обозначается береговой чертой, за которой располагаются условные пространства материков. Морская геология едина с материковой геологией, характер рельефа дна, состав грунтов, физические свойства морской воды и динамика их изменения обусловлены общими процессами, происходящими не только на побережье, но и в глубине континентов, включающих бассейны рек, а через атмосферу захватывающих и Мировой океан, который связан со всеми материками общим процессом физических явлений. Поэтому карты «Морского Атласа», изображая в основном морские и океанские регионы, в то же время включают всю земную поверхность для комплексного изучения взаимосвязанных географических элементов.

Построение атласа также исходит из общепринятого стандарта. После обзорных карт океанов помещены подборки карт определенных морских районов, начиная с морей, Северного Ледовитого океана с последовательным охватом всего Евразийского континента, морей Дальнего Востока, северной части Тихого океана, далее Северной и Южной Америки. Такое построение, как отмечал и сам И. С. Исаков, «...облегчает поиски необходимых географических районов или пунктов...» (Изв. АН СССР, сер. географ., № 1, 1951).

Составителями Атласа была проведена большая работа по восстановлению приоритета русских географов и мореплавателей, по уточнению наименований архипелагов, островов и проливов, впервые открытых и названных русскими исследователями; были разрешены и другие проблемы, среди которых достойны упоминания новая классификация грунтов дна океанов и морей и новая многокрасочная шкала полойной гипсометрической окраски для показа рельефа суши, глубин моря и др.

В 1950 г. вышел в свет первый Навигационно-Географический том. Заметим, что карты первого тома являются общегеографическими картами, в которых дается общая характеристика океанов, морей, отдельных районов Мирового океана, особенно важных для мореплавания, главнейших портов мира, приводятся сведения навигационного характера. Карты детально отображают основные элементы географического ландшафта суши, а также рельеф морского дна, навигационные опасности, сведения о льдах, течениях, приливах и другие данные, важные для мореплавателей.

Руководимый И. С. Исаковым коллектив советских ученых-географов, картографов, историков и гидрографов проделал большую работу, уточнив и восстановив на картах наименования архипелагов, островов, проливов, открытых и названных русскими мореплавателями и географами.

В создании первого тома Атласа исключительную роль сыграли также такие выдающиеся ученые, как академики Л. А. Берг, А. А. Григорьев, В. В. Шулейкин, профессора И. А. Витвер, Е. Е. Шведе и др.

Выход в свет I тома Морского Атласа был оценен как советскими, так и зарубежными учеными как мировое событие. В 1951 г. за создание I тома «Морского Атласа» группе коллектива авторов во главе с И. С. Исаковым присуждается Государственная Премия СССР первой степени.

Спустя три года, в 1953 году был издан второй физико-географический том Морского Атласа. Впервые в географической науке появился атлас, в котором было дано развернутое и взаимосвязанное представление по всему комплексу физической географии Мирового океана.

Наряду с показом истории исследования Мирового океана, во II томе Морского Атласа значительное место отведено великим русским географическим открытиям в Антарктиде, Арктике, в Тихом океане и у северо-западных берегов Америки.

Методологической основой при разработке содержания послужило отображение поверхности Земли как единого физического целого, состоящего из литосферы, атмосферы и биосферы, взаимодействующих один с другим, и стремление вскрыть объективные закономерности процессов и явлений, происходящих в результате этого взаимодействия.

В первом разделе тома содержатся сведения по истории географических открытий, исследований океанов и морей.

Второй раздел тома посвящен океанографии и содержит массу оригинальных карт: карты типов берегов с их генетической классификацией, геоморфологическую карту всей земной поверхности, включая днища океанов, карту морских грунтов, характер, свойства и роль в формировании климата, гидрологические карты и профили, карты волнения по сезонам и др.

В третьем разделе II тома помещены различные климатические карты, начиная с оригинальных карт теплового баланса земной поверхности, раскрывающих первопричину климатических различий, кончая серией карт с данными о важнейших элементах климата.

В заключительном разделе тома «Земной магнетизм, картография и астрономия» даны в новом оформлении мировые карты магнитного склонения, наклонения и напряжения магнитного поля Земли, основная характеристика картографических проекций. В заключении представлены карты звездного неба, план солнечной системы и схемы важнейших астрономических явлений.

Карты этого тома отражают важнейшие геофизические явления, происходящие в водах Мирового океана и в атмосфере над ним. Без этих карт не представляется возможным планирование и проведение исследовательских работ в океане.

В описываемом томе, помимо основных исторических, океанографических, климатических карт дано до 300 дополнительных карт-врезок, исчерпывающе дополняющих темы основных карт. Большая часть листов, содержащих главные карты и врезки, представляет собой совершенно новое картографическое произведение.

В подготовке III (Военно-Исторического) тома Морского атласа И. С. Исаков принимал активное участие вначале в качестве ответственного редактора, а затем — члена редакционной коллегии.

Именно III том Морского Атласа явился наиболее показательным в отношении той связи, которую И. С. Исаков всегда видел между изучением океанографии Мирового океана и исследованиями по военно-морской тактике, по истории морских сражений с учетом физико-географической обстановки.

По указанию И. С. Исакова были организованы консультации с крупными гражданскими и военными историками страны, складывались те важнейшие направления, по которым в дальнейшем велась многолетняя подготовка к изданию. В процессе работы были решены такие важные вопросы, как периодизация событий, показ развития военно-морского искусства иностранных государств, экономических условий накануне войны и политических последствий важнейших войн России и других государств; вопросы о соотношении в картографическом показе войны далекого прошлого и войн XX столетия, об отборе важнейших географических открытий, кругосветных, дальних плаваний русских и советских моряков.

И. С. Исаков придавал большое значение глубокой научной разработке карт III тома, поэтому для участия в работе над военно-историческим томом были приглашены крупные историки, адмиралы, генералы и офицеры, работающие в области военной, военно-морской истории, стратегии и оперативного искусства, географии и картографии.

Третий том, изданный в 1958 г., посвящен морской истории, начиная с персидских войн греческих государств в V в. до н. э. вплоть до I мировой войны и образования Советского Союза.

Периодизация войн дана по общественно-историческим формациям. Хотя основное место в томе отведено войнам, в которых принимала участие Россия или Советский Союз, однако в нем нашли отражение все важнейшие войны, которые велись также другими государствами и сыграли важную роль во всемирной истории, в развитии военного, военно-морского искусства. Особое внимание уделено войнам, которые велись Россией за выходы к морям, а также русским географическим открытиям и исследованиям, плаваниям русских военных моряков.

Заключительный том Морского Атласа является своеобразной картографической летописью боевого и революционного прошлого нашего Отечества. На его картах и схемах отражена роль русских моряков в борьбе с царизмом, их участие в Великой Октябрьской социалистической революции. При этом создатели тома не ограничились картографической иллюстрацией наиболее крупных событий военной истории. Руководствуясь указаниями И. С. Исакова, они на основе разработанной периодизации показали на картах экономические условия, предшествовавшие войнам, ход военных действий и их политические последствия. Только такая методология позволила получить цельное представление о военных действиях на суше и море, уяснить взаимообусловленный комплекс факторов военной и военно-морской истории.

Карты данного тома представляют большую самостоятельную ценность как справочные пособия по истории войн военного и военно-морского искусства. Последний том, аналогично предыдущим, характеризуется богатством подробностей и красочным оформлением.

Впервые в нашей стране был создан столь фундаментальный Атлас, соответствующий уровню знаний о морях. Завоевав всемирное признание, «Морской Атлас» и поныне является незаменимым пособием в любой океанографической экспедиции.

Президиум АН СССР высоко оценил этот научный труд и заслуги И. С. Исакова в его создании: «По Вашей инициативе и при непосредственном участии,—говорилось в приветственном адресе,—было создано фундаментальное картографическое руководство—Морской Атлас,—который дает всестороннюю характеристику Мирового океана»¹.

В 1955 г. И. С. Исаков был избран почетным членом Армянского Географического общества. В письме председателю Армянского Географического общества, профессору А. Б. Багдасаряну И. С. Исаков, выразив глубочайшую благодарность, писал: «В области географических наук я—дилетант... я не могу считаться квалифицированным географом, но в то же время по роду основной работы соприкасаюсь с географическими науками повседневно»².

Небезынтересно высказывание И. С. Исакова об Атласе Армянской ССР, изданном в 1961 г. «По первому впечатлению Атлас заслуживает высокой оценки. Несмотря на относительно ограниченный объем, он дает основные сведения, помимо географической характеристики нашей Советской Армении—ее политико-экономическое состояние, природные богатства, социальные и демографические данные, и наконец,—основные этапы бурной и героической истории нашего народа.

Насколько знаком с аналогичными изданиями Атлас Армянской ССР является (в таком объеме) первым и высоконаучным трудом замечательного коллектива ученых, который может послужить образцом для других республиканских изданий подобного назначения...»².

В октябре 1953 года И. С. Исаков посетил родину своих предков—Армению. Впечатления его были незабываемыми. На родине у него состоялись многочисленные встречи с деятелями науки и искусства, учеными, историками и географами. «Убежден,—писал адмирал,—что связи, установившиеся с учеными Армении..., будут иметь последствия с пользой для обеих сторон». Так оно и было. В 1967 г. И. С. Исаков избирается почетным членом АН Армянской ССР. И. С. Исаковым были подарены Армянской Академии редкие, ценные издания, посвященные в основном военно-морской истории и географии.

Полный самых ярких впечатлений от поездки в Армению, И. С. Исаков в будущем намеревался опубликовать свои заметки об Армении. В одном из писем он просил, чтоб ему были высланы интересующие его данные по некоторым вопросам.

И. С. Исаков, будучи видным военным деятелем, был и литературно одаренным человеком. Свое увлечение морем и литературой он пронес через всю свою жизнь.

В последние годы своей жизни он более активно занялся литературной работой, хотя первые его печатные работы появились на страницах

¹ Адмирал флота Советского Союза-Иван Степанович Исаков.

² ЦГАОР Арм.ССР, ф. 815, оп. 1, д. 31, лл. 1—2.

«Морского сборника» еще в 1922 г. Морские рассказы И. С. Исакова заинтересовали не только моряков, но и широкие круги читателей. Он был принят в члены Союза писателей СССР (1963). И. С. Исаков очень дорожил своим писательским званием. Выходили сборники его рассказов в основном из истории флота, его блестящие эссе, литературные портреты заслуженных моряков, имена которых он считал своим долгом вернуть поколению.

И. С. Исаков был рожден морем. Именно море, флот—смысл жизни И. С. Исакова—очертили тематический круг его научных и литературных интересов, которым до самозабвения он был предан до последних дней своей жизни.

Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի գիտություններ երկրի մասին տեղեկագրի XXXVII հատորի բովանդակությունը

Յու. Ա. Աղաբալյան. Հանքավայրի առանձին մասերի արդյունահանման հերթականության ընտրությունը և անդրբալանսային պաշարների գնահատումը հաշվի առնելով ժամանակի գործոնը	5—28
Շ. Հ. Ամիրյան, Ա. Զ. Ալլունյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան. Խումանյանի (Հայկ. ՍՍՀ) և Բուլնիսի (Վրաց. ՍՍՀ) հանքային շրջանների երկրաբանության և մետաղաձուլական յուրահատկությունները և նրանց համեմատական բնութագիրը	5—3
Վ. Լ. Անանյան, Լ. Ա. Արուստյան, Դ. Ա. Սարգսյան. Հայկական ՍՍՀ պայմաններում մթնոլորտային տեղումներում (նստվածքներում) որոշ քիմիական տարրերի պարունակության շուրջ	3—36
Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրի մագնիսակուսնության դաշտի դինամո տեսության հարցի շուրջ	3—3
Ա. Տ. Ասլանյան. Լյավի մակընթացային գործոնի մեծ փոփոխականությունները որպես երկրաշարժի հնարավոր նախագուշակ	6—3
Հ. Մ. Ավչյան, Վ. Վ. Նահապետյան. Դիկլային բեռնվածության և ճնշման երկարատև ներգործության ազդեցությունը Հայկական ՍՍՀ Գառնիի գեոդինամիկ փորձադաշտի բազալտների մագնիսական պարամետրերի վրա	1—45
Ռ. Դ. Բաբան. Ա. Ս. Պապոյան. Փոքր Կովկասի յուրայի ահեբմատիպ կորալները	2—25
Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Զ. Հ. Չիբուխյան. Ապարան-Հանքավանի բյուրեղային զանգվածի հնագույն մագմատիկ առաջացումների հասակային ստորաբաժանման հարցի շուրջը	5—10
Ս. Ա. Բուրիկյան. Սեանա լճի հարավ-արևմտյան մասի հատակային նստվածքների ժամանակակից օստրակոդները	2—10
Վ. Բ. Գամոյան, Ֆ. Ս. Ունույան. Զոդի քվարց-սուլֆիդային հանքավայրում թափառող հոսանքների մեթոդով կատարված հետազոտությունների արդյունքները	2—50
Վ. Մ. Գևորգյան, Ս. Վ. Բաղդասյան. Հանքայնությունների ֆիզիկական հատկությունների կախվածության ուսումնասիրությունը նրանց միներալային կազմից և հանքայնացման աստիճանից	1—52
Վ. Յա. Խոսմենկո, Դ. Ն. Կուտեբեյդ, Դ. Ա. Իվանյան. Տիեզերական լուսանկարների մեկնաբանման մի մեթոդաբանական տեսակետի շուրջը	3—30
Վ. Յա. Խոսմենկո, Դ. Ն. Կուտեբեյդ, Դ. Ա. Իվանյան. Երկրի հյուսիսային կիսագնդի գծային և օղակաձև ստրուկտուրաների քսիտեզ-սիւեման, նրա վերժանման և ստատիստիկ վերլուծության արդյունքները	4—14
Ս. Ա. Զոհրաբյան, Ս. Հ. Ալիբեկյան, Հ. Գ. Միրզոյան, Ռ. Հ. Սարգսյան, Ղափանի հանքային շրջանի հանքայնացման տեղաբաշխման օրինաչափությունները և հեռանկարների գնահատականը	1—32
Լ. Ի. Կազինցովա. Ուշ կավճի ուղիղությունները Իրանի կայծքարային ապարներից	4—28
Ա. Ի. Կարապետյան, Մ. Թ. Բոլաջյան, Մ. Խ. Աբսբեկյան. Հանքային սյուների տեսակները և նրանց տեղաբաշխումը մի ոսկու հանքավայրի սահմաններում	4—39
Ա. Հ. Կոջոյան, Ս. Ս. Մկրտչյան. Հայկական ՍՍՀ բազմամիտաղային հանքավայրերի տիպամորֆ միներալային ասոցիացիաները	6—23
Է. Խ. Ղուկյան, Ռ. Տ. Միրջանյան. Քաղաքի երկրաֆիզիկան	5—25
Դ. Խ. Մաքսիմով, Դ. Ն. Միշև. Համաժամանակյա տորանյակային շափումների համար շարժունակ վերերկրյա կայանի օգտագործումը սեյսմոլոգիական հետազոտությունների մեջ	3—47
Յու. Ա. Մաքսիմով. Հայկական ՍՍՀ կենտրոնական և հարավ-արևմտյան մասերի ուշ սենոնյան և վաղ պալեոգենյան նստվածքների կենդանաշերտագրական ստորաբաժանումը (ըստ մանր ֆորամինիֆերների տվյալների)	2—3

Փ. Մ. Մելիքսեյյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Սևան-Ամասիայի գոտու (Ամասիայի զանգված) օֆիոլիտների հետ առնչված էկլոգիտ-ամֆիբոլիտների իդոտոպա-գեոքիմիական և երկրաժամանակագրական հետազոտությունները	1—3
Ռ. Լ. Մելիքնյան, Ռ. Հ. Խոբեկյան, Ջ. Հ. Չիբուխյան. Հայկական ՍՍՀ տոնալիտային ֆորմացիայի ապարների առաջացման ջերմաճնշումային պայմանների հարցի շուրջ	6—14
Հ. Գ. Միրզոյան, Ս. Հ. Աշիֆզյոզյան, Ս. Ա. Զոհրաբյան, Ռ. Հ. Սարգսյան. Ղափանի հանքային շրջանում պալեոգենի հրաբխականության նյութերի հայտնաբերման շուրջ	4—53
Հ. Ռ. Մկրտչյան, Ա. Վ. Վարդանյան, Է. Վ. Ահանյան. Արաքս-Աղստև-Քուռ կտրվածքով երկրակեղևի կառուցվածքի առանձնահատկությունների վերաբերյալ	4—3
Ի. Ք. Պետրոսով, Ա. Խ. Մնացականյան. Կլինոպտիլոլիտ-ստիլբիտ-մոնոմորֆիլոնիտ պարագենեզիսը և նրա ծագումնաբանական իմաստը (Հայկական ՍՍՀ Նոյեմբերյանի հանքավայրի օրինակով)	1—23
Ա. Ի. Սավչենկո. Երկրի և մոլորակների վրա տիեզերածին ստրուկտուրաների առաջացման ժամանակի վերաբերյալ	2—37
Լ. Բ. Սլավինա, Մ. Բ. Մկրտչյան. Փոքր Կովկասի երկրակեղևի ստորին մասերում երկայնակի ալիքների արագություններն ըստ սեյսմիկ կայանների դիտարկումների տվյալների	3—57
Ռ. Ն. Տայան. Քաջարանի հանքադաշտի խզումնային ստրուկտուրաների դարգացման առանձնահատկությունները	3—21
Կ. Ա. Քարամյան, Ա. Ա. Ավագյան, Խ. Հ. Արեշատյան, Մ. Ա. Հաբուքյունյան, Վ. Ե. Վարթանեսով, Ս. Պ. Սարգսյան, Հ. Գ. Մադանյան, Ռ. Ն. Տայան. Քաջարանի հանքային դաշտի հանքաքանությունների հեռանկարները	2—31
Կ. Ա. Քարամյան, Վ. Ի. Լուցենկո, Ի. Վ. Լուցենկո. Հանքավայրի ընդերքում քիմիական տարրերի հարստերական կախվածության որոշումը անհամասեռության տեսության մեթոդներով	6—33

Համառոտ հաղորդումներ

Ա. Մ. Ավետիսյան, Ի. Պ. Գոբրովոյսկի, Ն. Վ. Հովհաննիսյան. Մոզեյների վրա երկրաշարժերի կոորդինատների որոշման կոնկրետ մեթոդների կիրառումը	4—66
Պ. Վ. Ափցիաուրի, Ա. Գ. Չախմախչյան. Երկարաժամկետ սեյսմիկ նախանշանակներ «Ռոյ-», «Սիգմա-» և «Ա.Կտիվացում-հանդսրտեցում—ԱՀ»-ի համատեղ օգտագործումը Կովկասի օրինակով	1—69
Ք. Հ. Բաբայան. Ախուրյանի սեյսմոգեն տեկտոնական խախտման գոտու վերաբերյալ	5—54
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Ռ. Նազարեթյան. Հ. Ս. Իսակովը լաշխարհագրագետ ու քարտեզագիր	6—83
Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ա. Մ. Բուսուկ, Ռ. Խ. Ղուկասյան. Մեծ Կովկասի Բեշասիի գոտու բյուրեղային թերթաքարերի հասակի վերաբերյալ ըստ Rb—Sr և K—Ar մեթոդների տվյալների	6—55
Ս. Ա. Բարիշև, Ս. Գ. Մուրադյան, Ռ. Ա. Մայիլյան. Հայկական ԱՔԿ-ի փորձադաշտում երկրաշարժերի կանխատեսման նպատակով ՄՀԴ-գեներատորով էլեկտրական զոնդման սպասվող էֆեկտիվության գնահատումը	3—71
Ա. Մ. Բաբխուդարյան. Հիդրոդինամիկ հարթաչափման տեսությունը	3—78
Վ. Ռ. Բոյնագրյան, Տ. Գ. Բոյնագրյան, Ա. Ա. Գասպարյան, Մ. Ա. Մխիթարյան. Աղստև գետի միջին հոսանքի սվազանի լանջերի փուխր նստվածքների մեխանիկական կազմը որսյես սահքի նկատմամբ նրանց հակվածության ցուցանիշ	6—51
Ս. Ա. Բուբիկյան. Հայկական ՍՍՀ Արարատյան գոգավորության սարմատի առաջացումների վերաբերյալ ըստ օստրակոգենների	5—39
Վ. Բ. Գամոյան, Խ. Վ. Կիրակոսյան. Քվազիհաստատուն էլեկտրական խանգարումները Երևան քաղաքի շրջանում	3—67
Դ. Ս. Գրիգորյան, Ա. Դ. Շահնազարյան. Բավրա-Բյուրական—Գեղարդ-Կեչուտ գծով երկրակեղևի և վերին թիկնոցի էլեկտրահաղորդականության վերաբերյալ	5—73
Վ. Դ. Գրիգորյան. Տեղաշարժերի ամենամեծ ամպլիտուդաների տեսանելի պարբերություններն ուժեղ երկրաշարժերի ժամանակ	6—68

- Ա. Գ. Խանգելյան. Անտրոպոգեն գործոնների ազդեցությունը Արարատյան դաշտավայրի Մեծամոր-Հրազդանի զանգվածի հիդրոերկրաբանական-մելիորատիվ պայմանների վրա 1—80
- Ա. Ս. Կառախանյան, Դ. Ս. Գասպարյան. Պալեոսեյսմոլոգիական մեթոդը, և Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում նրա կիրառման նախադրյալները 6—61
- Է. Ն. Կուրդինյան. Կավային միներալները Սևանա լճի միոցենի կարբոնատա-տերրիգեն ֆորմացիայի նստվածքներում 5—36
- Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Հ. Վ. Խաչիկյան, Ա. Հ. Սիմոնյան, Կ. Վ. Շանմենենդյան. Մագնիսաառածգական երևույթը բազալտային հեծանների ճկման ժամանակ 5—61
- Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Ա. Հ. Սիմոնյան, Տեկտոնամագնիսական էֆեկտը գնահատելիս երկրորդական էֆեկտների առանձնացման հնարավորության վերաբերյալ 6—79
- Ս. Գ. Ղամբարյան, Ա. Հ. Սարգսյան, Ս. Գ. Բաբայան, Ս. Մ. Հովհաննիսյան. Բնական կլինոպտիլոլիտի KOH ալկալային լուծույթի պայմաններում վերափոխման նորառաջացումները 2—78
- Գ. Մ. Ղուլյանց, Ա. Խ. Ավսզյան. Հանքային ջրերի լաբորատոր գազի ազդեցությունը ցեմենտաքարի վրա 2—73
- Ռ. Ա. Մանդալյան. Բազումի լեռնաշղթայի խորքային կրաքարերի վերաբերյալ 6—46
- Ա. Բ. Մարգարյան. Շենքերի և շենքերի ու նրանց հիմնատակների գրունտների միջև փոխազդեցության ուսումնասիրությունը բնական պայմաններում սեյսմիկ ազդեցությունների ընթացքում 1—74
- Ռ. Ա. Միտոյան. Հոկտեմբերյանի շերտախմբի առաջացումների դեոքիմիական յուրահատկությունները կասկած նրանց նստվածքագոյացման պայմանների հետ 2—56
- Գ. Ռ. Նազարեթյան. Ռուսական աշխարհագրական ընկերության Կովկասյան բաժինը և նրա դերը Հայաստանի բնության ուսումնասիրման գործում 2—65
- Ս. Ն. Նազարեթյան, Ս. Ռ. Ասլանյան, Ա. Ա. Կիրակոսյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի և նրան հարակից շրջանների սեյսմիկության երկար ժամանակյա միջին ցուցանիշները (1962—1980 թ.թ. տվյալներով) 1—61
- Գ. Շ. Շահինյան. Բարձր ճնշման և ջերմաստիճանի կույանքի վրա լեռնային ապարներում առածգական ալիքների կլանման չափման մեթոդիկան 5—77
- Վ. Մ. Չալկա, Է. Վ. Ուծգալիս, Է. Մ. Նեկրասով. Իրկրի մնացուկային տիեզերական մետաղածնությունը 5—46
- Ե. Ֆ. Ռոմանկո, Բ. Բ. Կրիվյակին. Իրանի Անարեկի շրջանի գլխավոր մագմատիկ ֆորմացիաները 5—44
- Շ. Գ. Սաբեյաշվիլի, Մ. Ս. Մեհաբիշվիլի, Յ. Գ. Դուլենջիշվիլի, Կ. Կ. Խաչատրյան. Թթվային փոխակերպման ազդեցությունը կլինոպտիլոլիտի բրոմատոգրաֆիկ հատկությունների վրա 2—70
- Զ. Ի. Ստախովսկայա, Ա. Հ. Միֆալևյան. Լեռնային ապարների շոր և հագեցած նմուշների քայքայման առանձնահատկությունների վերաբերյալ 4—60
- Կ. Ս. Վարդանյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի ջերմային հոսքը 2—61
- Կ. Ս. Վարդանյան, Վ. Վ. Գուրդեևկո. Զերմային հոսքի նոր արժեքները Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում 4—70
- Ս. Ռ. Փախլանյան. Բնական էլեկտրական դաշտի մեթոդով ֆիլտրացիայի ուղղության որոշման մեթոդիկայի հարցի շուրջ 4—76
- Ս. Ռ. Փախլանյան. Գառնիի երկրաֆիզիկական դիտարկումում երկրաշարժերի կանխատեսման գեոմագնիսական նախագուշակի կիրառման հնարավորության վերաբերյալ 5—67
- Յ. Մ. Ֆիդանյան, Վ. Ս. Դասպարյան, Դ. Ս. Բաղդասարյան. Գրավիմետրով ստորոգետնյա չափումների ժամանակ վերցնելու մակերևույթի ուղիղ համար ուղղում մըղցրելու հարցի շուրջ 6—72

Դիտական բռնիկա

- Աշխարհագրության բաժնի 25-ամյակի առթիվ 5—82
- Համամիութենական միներալոգիական ընկերության հայկական բաժանմունքի տեղական միկոս Ա. Ե. Ֆերսմանի 100-ամյակին նվիրված գիտական նստաշրջան 3—86

Հօբէյյանական տարեթիւեր

Արժեւնակ Իգեկի Քոչարյան (ծննդյան 70-ամյակի առթիւ)	3—83
Խօրեն Պետրոսի Պողոսյան (ծննդյան 80-ամյակի առթիւ)	4—81
Կոնստանտին Դրիգորի Շիրինյան (ծննդյան 60-ամյակի առթիւ)	4—84
Կոնստանտին Անդրանիկի Քարամյուն (ծննդյան 60-ամյակի առթիւ)	4—87

Ռեֆերատներ

Հ. Ա. Թումանյան. Տարբեր բնույթի ստորուկտուրաների միակցման Արարատ-Լալվարի գոտու տեկտոնիկայի վերաբերյալ	4—89
Է. Խ. Սարափյան. Երկրաբանական երևույթների իմիտացիոն մոդելացման վերաբերյալ	2—83
Ն. Ս. Սարափյան. Խոտորումների շարժումը ռելաքսուպես անհամասեռ միջավայրում	2—84

Содержание XXXVII тома «Известий Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле»

Г. М. Авчян, В. В. Нагапетян. Влияние циклической нагрузки и длительного воздействия давления на магнитные параметры базальтов Гарнийского геодинамического полигона Армянской ССР	1—45
Ю. А. Агабалян. Выбор очередности отработки отдельных частей месторождения и оценка забалансовых запасов с учетом фактора времени	5—28
Ш. О. Амирян, А. З. Алтунян, М. С. Азизбемян. Особенности геологии и металлогении Туманянского (Арм. ССР) и Болнисского (Груз. ССР) рудных районов и их сравнительная характеристика	5—3
В. Л. Ананян, Л. А. Араратян, Г. А. Саркисян. О содержании некоторых химических элементов в атмосферных выпадениях (отложениях) в условиях Армянской ССР	3—36
А. Т. Асланян. К динамотеории земного магнетизма	3—3
А. Т. Асланян. Большие вариации приливного фактора Лява как возможный предвестник землетрясения	6—3
Р. Г. Бабаев, А. С. Папоян. Юрские агерматитные кораллы Малого Кавказа	2—25
Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, З. О. Чибухчян. К вопросу возрастного расчленения древних магматических образований Апаран-Анкаванского кристаллического массива	5—10
С. А. Бубикян. Современные остракоды донных отложений юго-западной части озера Севан	2—10
В. Б. Гамоян, Ф. С. Унусян. Результаты исследований методом блуждающих токов на Зодском кварц-сульфидном месторождении	2—50
В. М. Геворкян, С. В. Бодалян. Изучение зависимости физических свойств руд от минерального состава и степени минерализации	1—52
Э. Х. Гулян, Р. Т. Мириджанян. Геофизика города	5—25
В. Я. Ероменко, Г. Н. Каттерфельд, Г. А. Иванян. Об одном методологическом аспекте интерпретации космических снимков	3—30
В. Я. Ероменко, Г. Н. Каттерфельд, Г. А. Иванян. Картосхема линейных и кольцевых структур Северного полушария Земли, результаты ее интерпретации и статистического анализа	4—17
С. А. Зограбян, С. О. Ачикгезян, Г. Г. Мирзоян, Р. А. Саркисян. Закономерности размещения и оценка перспектив оруденения Кафанского рудного района	1—32
Л. И. Казинцова. Позднемеловые радиолярии из кремнистых пород Ирана	4—28
К. А. Карамян, А. А. Авакян, Т. А. Ареншатян, М. А. Арутюнян, В. Е. Вартанесов, С. П. Саркисян, О. Г. Маданян, Р. Н. Таян. Перспективы рудоносности Каджаранского рудного поля	2—31
К. А. Карамян, В. И. Луценко, И. В. Луценко. Определение относительной зависимости химических элементов в недрах месторождения методами теории неоднородности	6—33
А. И. Карапетян, М. Т. Бояджян, М. Х. Атабекян. Типы рудных столбов и расположение их в пределах одного золоторудного месторождения	4—39
А. А. Коджоян, С. С. Мкртчян. Типоморфные минеральные ассоциации в полиметаллических месторождениях Армянской ССР	6—23
Ю. А. Мартirosян. Биостратиграфическое расчленение позднемеловых и раннепалеогеновых отложений центральной и юго-западной частей Армянской ССР (по данным мелких фораминифер)	2—3

Г. Х. Мардиросян, Д. Н. Мишев. Использование мобильной наземной станции для синхронных спутниковых измерений (ПНСССИ) в сейсмологических исследованиях	3—47
Б. М. Меликсетян, Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севано-Амасийского пояса (Амасийский массив)	1—3
Р. Л. Мелконян, Р. А. Хоречян, З. О. Чибухчян. К вопросу о термобарических условиях образования пород тоналитовой формации Армянской ССР	6—14
Г. Г. Мирзоян, С. О. Ачикгезян, С. А. Зограбян, Р. А. Саркисян. Об обнаружении продуктов палеогенового вулканизма в Кафанском рудном районе	4—53
Г. Р. Мкртчян, А. В. Варданян, Э. В. Ананян. Об особенностях строения земной коры по профилю рек. Аракс-Агстев-Кура	4—3
И. Х. Петросов, А. Х. Мнацаканян. Парагенезис клиноптилолит-стильбит-монтмориллонит и его генетический смысл (на примере Ноемберянского месторождения Армянской ССР)	1—23
А. И. Савченко. О времени появления космогенных структур на Земле и планетах	2—37
Л. Б. Славина, М. Б. Мкртчян. Скорости продольных волн в нижних частях земной коры Малого Кавказа по данным наблюдений сейсмических станций	3—57
Р. Н. Таян. Особенности развития разрывных структур Каджаранского рудного поля	3—21

Краткие сообщения

А. М. Аветисян, И. П. Добровольский, Н. В. Оганесян. Применение конкретных методов определения координат землетрясений на моделях	4—66
П. В. Апциаури, А. Г. Чахмакчян. Совместное использование долгосрочных сейсмических предвестников «Рой-», «Сигма-» и «Активизация-затишье-АЗ» на примере Кавказа	1—69
Т. О. Бабаян. О зоне Ахурянского сейсмогенного тектонического нарушения	5—54
А. Б. Багдасарян, Д. Р. Назаретян, И. С. Исаков—географ и картограф	6—83
Г. П. Багдасарян, А. М. Борсук, Р. Х. Гукасян. О возрасте кристаллических сланцев Бечасынской зоны Большого Кавказа по данным Rb—Sr и K—Ar методов	6—55
С. А. Барышев, С. Г. Мурадян, Р. А. Малиян. Оценка ожидаемой эффективности электрического зондирования с МГД-генератором в целях прогноза землетрясений на полигоне Армянской АЭС	3—71
А. М. Бархударян. Теория гидродинамического нивелирования	3—78
В. Р. Бойнагрян, Т. Г. Бойнагрян, А. А. Гаспарян, М. А. Мхитарян. Механический состав склоновых рыхлых отложений бассейна среднего течения р. Агстев как показатель при предрасположенности к оползанию	6—51
С. А. Бубикян. О сарматских образованиях Араратской котловины Армянской ССР по остракодам	5—39
К. С. Вартамян. Фоновый тепловой поток на территории Армянской ССР	2—61
К. С. Вартамян, В. В. Гордиенко. Новые значения теплового потока на территории Армянской ССР	4—70
С. Г. Гамбарян, А. О. Саркисян, С. Г. Бабаян, С. М. Ованесян. Новообразования при превращении природного клиноптилолита в условиях щелочного раствора КОН	2—78
В. Б. Гамоян, Х. В. Кирякосян. Квазистационарные электрические помехи в районе города Еревана.	3—67
Д. С. Григорян, А. Д. Шахназарян. Об электропроводности земной коры и верхней мантии по линии Бавра-Бюракан-Гехард-Кечут	5—73
В. Г. Григорян. Видимые периоды максимальных амплитуд смещений при сильных землетрясениях	6—68
Г. М. Гульянц, А. Х. Авакян. Влияние углекислого газа минеральных вод на цементный камень	2—73

А. С. Караханян, Г. С. Гаспарян. Палеосейсмогеологический метод и предпосылки его применения на территории Армянской ССР	6—61
Э. Н. Кургиян. Глинистые минералы в отложениях карбонатно-терригенной формации миоцена бассейна оз. Севан	5—36
Р. А. Мандалян. О глубоководных известняках Базумского хребта	6—46
А. Б. Маркарян. Исследование взаимодействия зданий между собой и с грунтами их оснований в натуре при сейсмических воздействиях	1—74
Р. А. Митоян. Геохимические особенности отложений октемберянской свиты в связи с условиями их осадконакопления	2—56
С. Н. Назаретян, С. Р. Асланян, А. А. Киракосян. Долговременные средние показатели сейсмичности территории Армянской ССР и сопредельных районов (по данным за 1962—1980 гг.)	1—61
Д. Р. Назаретян. Кавказский отдел Русского географического общества и его роль в изучении природы Армении	2—65
С. Р. Оганесян, Г. В. Хачикян, А. О. Симонян, К. В. Шахменендян. Магнитоупругий эффект при изгибе базальтовых балок	5—61
С. Р. Оганесян, А. О. Симонян. О возможности выделения вторичных эффектов при оценке тектономагнитного эффекта	6—79
С. Р. Пайлеванян. К вопросу методики определения направления фильтрации методом естественного электрического поля	4—76
С. Р. Пайлеванян. О возможности применения геомагнитного предвестника прогноза землетрясений в Гарнийской геофизической обсерватории	5—67
Е. Ф. Романько, Б. Б. Кривякин. Главные магматические формации Анарекского района в Иране	5—44
Ш. Д. Сабелашвили, М. С. Мерабишвили, Ц. Г. Доленджишвили, К. К. Хачатурян. Влияние кислотного модифицирования на хроматографические свойства клиноптилолита	2—70
З. И. Стаховская, А. О. Микаелян. Об особенностях разрушения сухих и насыщенных образцов горных пород	4—60
Ф. М. Фиданян, В. С. Гаспарян, Г. С. Бадалян. К вопросу о введении поправок за влияние рельефа днезной поверхности на подземные измерения с гравиметром	6—72
А. Г. Хангельдян. Влияние антропогенных факторов на гидрогеолого-мелиоративные условия Мецамор-Разданского массива Араратской равнины	1—80
Е. М. Чойка, Э. В. Ужгалис, Э. М. Некрасов. Реликтовая космическая металлогения Земли	5—77
Г. Ш. Шагинян. Методика измерения поглощения упругих волн в горных породах на установке высокого давления и температуры	5—77

Научная хроника

К 25-летию отдела географии	5—82
Научная сессия Армянского отделения Всесоюзного Минералогического общества, посвященная 100-летию со дня рождения академика А. Е. Ферсмана	3—86

Юбилейные даты

Арменак Езекевич Кочарян (К 70-летию со дня рождения)	3—83
Хорен Петрович Погосян (К 80-летию со дня рождения)	4—81
Константин Григорьевич Ширинян (К 60-летию со дня рождения)	4—84
Константин Андраникович Карамян (К 60-летию со дня рождения)	4—87

Рефераты

Н. Е. Сарафян. К имитационному моделированию геологических явлений	2—83
Н. Е. Сарафян. Движение возмущений в неоднородных по релаксации средах	2—84
Г. А. Туманян. О тектонике Арарат-Лалварской зоны сочленения разнохарактерных структур	4—89