

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԴԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Դուլյան, երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ա.կ.ա.դ. Հ. Գ. Մաղաֆյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ա.կ.ա.դ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, է. Ս. Ռոսսոմոնովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆա-րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

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

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

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 2

том XXX

1977

СОДЕРЖАНИЕ

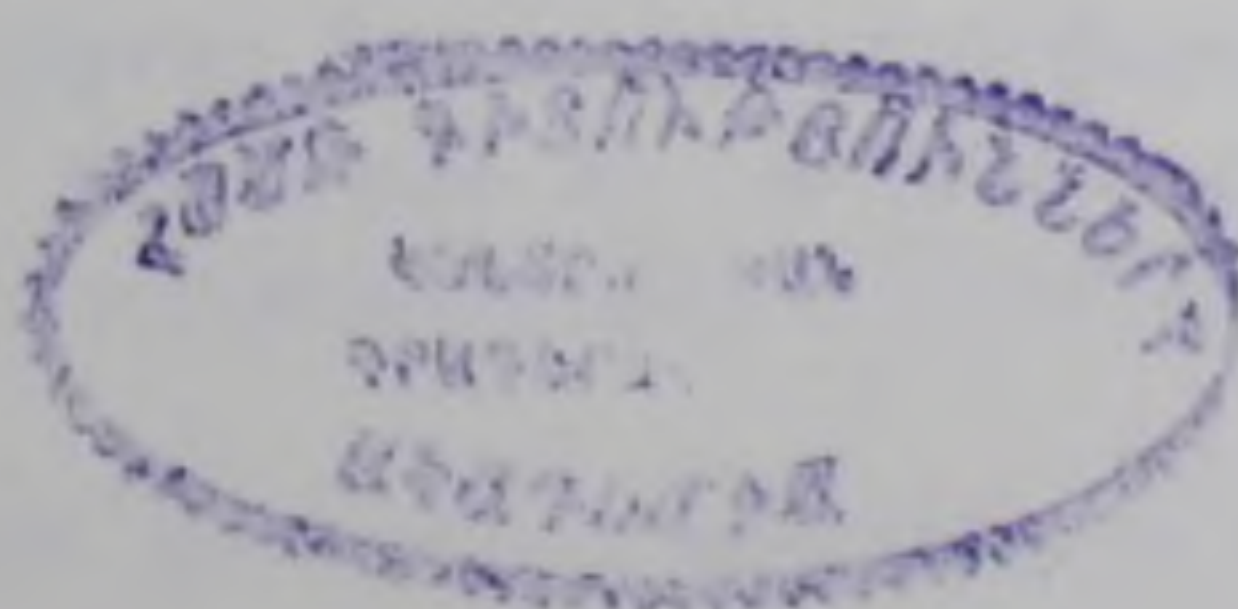
А. Г. Асланян. Об одной возможности оценки центральной плотности Земли	3
А. А. Кузнецов. К структурно-вещественной классификации глубинных разломов	7
Р. Н. Таян, Р. Т. Джрбациян. О некоторых особенностях складчатости в пределах западного Зангезура	16
М. А. Арутюнян. Некоторые данные о геологическом строении и генезисе известковых скарнов бассейна р. Гехи	25
М. Г. Добровольская, А. А. Коджоян, Р. В. Кортман. Минеральный состав руд и закономерности распределения в них редких и рассеянных элементов Шаумянского полиметаллического месторождения	35
Р. Б. Ядоян. Тектонические депрессии как специфические гидрогеологические структуры	45
Н. К. Карапетян, Ж. О. Манукян. Карты максимальных возможных землетрясений на территории Армянского нагорья по сейсмологическим данным	51
М. С. Бадалян. Особенности глубинного строения вулканов Гегамского нагорья по геофизическим данным	59
А. А. Авакян, Г. М. Мкртчян. Особенности спектроаналитической оценки моделированных нормальных распределений	68

Краткие сообщения

Р. А. Мандалян. Литологическая характеристика терригенной формации келловей северо-восточной части Армянской ССР	78
К. М. Мурадян. Новые данные о геологическом строении и перспективах Зуйгджагацкого месторождения	83
С. В. Бадалян, Гамоян, Ф. М. Фиданян. Оценка глубины распространения оруденения на примере Зодского золоторудного месторождения по геофизическим данным	91

Рефераты

Р. Н. Таян, Ю. А. Мартиросян. О выявлении верхнемеловых отложений в ядре Бахаджурской горст-антиклинальной структуры	98
Читательская конференция	99



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 2

հատոր XXX

1977

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան. Երկրի կենտրոնական խտության գնահատման մեկ հնարավորության մասին	3
Ա. Ա. Կուզնեցով. հորթային խզումների ստրուկտուրային-նյութական դասակարգման վերաբերյալ	7
Ռ. Ն. Տայան, Ռ. Տ. Զրբաշյան. Արևմտյան Զանգեզուրի ծալքավորման զուրգացման առանձնահատկությունների մասին	16
Մ. Ա. Հաբուրյունյան. Նոր տվյալներ Գեղի գետի ավազանի կրային սկառների երկրաբանական կառուցվածքի և ծագման մասին	25
Մ. Գ. Իոբրովոսկայա, Ա. Հ. Կոչոյան, Ռ. Վ. Կուրսման. Շահումյանի բազմամետաղային հանքանյութերի միներալային կազմը և նրանց մեջ հազվագյուտ և ցրված տարրերի տեղաբաշխման օրինաչափությունները.	35
Ռ. Բ. Յաղոյան. Տեկտոնական իջվածքներն իբրև հատուկ հիդրոերկրաբանական ստրուկտուրաներ	45
Ն. Կ. Կառապետյան, Ժ. Հ. Մանուկյան. Հայկական լեռնաշխարհի տարածքում հնարավոր մաքսիմալ երկրաշարժերի քարտեզները ըստ սեյսմոլոգիական տվյալների	51
Մ. Ս. Բաղդադյան. Գեղամի հրաբխային կոնների կառուցվածքը գեոֆիզիկական տվյալներով.	59
Ա. Ա. Ավագյան, Գ. Մ. Մկրտչյան. Մոզելացված նորմալ բաշխումների սպեկտրալ անալիտիկ գնահատման առանձնահատկությունները	68

ՀԱՄԱԻՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ռ. Ա. Մանդալյան. Հայկական ՍՍՀ հյուսիս-արևելյան մասի կելովնյի հասակի տերիգեն ֆորմացիայի լիթոլոգիական բնութագիրը.	78
Կ. Մ. Մուրադյան. Նոր տվյալներ Զույգ ջրաղաց հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքի և հեռանկարների մասին	83
Ս. Վ. Բաղդադյան, Վ. Բ. Գամոյան, Ֆ. Մ. Ֆիդանյան. Գեոֆիզիկական տվյալներով հանքայնացման տարածման խորության գնահատականը Զոդի ոսկու հանքավայրի օրինակով	91

ՌԵՖԵՐԱՏՆԵՐ

Ռ. Ն. Տայան, Յու. Ա. Մարտիրոսյան. Բահաջրի հորստ-անտիկլինալային կառուցվածքի միջուկում վերին կավճի նստվածքների հայտնաբերման մասին	98
Հնթերցողական կոնֆերանս	99

УДК 551.2

А. Т. АСЛАНЯН

ОБ ОДНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТИ ЗЕМЛИ

Наибольший период сферондальных колебаний (мода ${}_0S_2$) звезд в зависимости от полноты подобия (гомологичности) их состояния при колебании и степени неоднородности распределения плотности масс внутри звезды определяется формулой

$$P = 2\pi \cdot \left(\frac{4}{3} \pi G \rho_m \lambda \right)^{-\frac{1}{2}}, \quad (1)$$

где G —гравитационная постоянная, $\rho_m = 3M/4\pi R^3$ —средняя плотность, M —масса, R —радиус, λ —мера плотностной неоднородности, ограниченная условием $1 \leq \lambda \leq (\rho_c/\rho_m)$, ρ_c —центральная плотность тела [5].

Для однородных тел $\lambda=1$ и формула (1) переходит в классическую формулу Риттера [4] для радиальных колебаний звезд.

$$P_0 = 2\pi \cdot \left(\frac{4}{3} \pi G \rho_m \right)^{-\frac{1}{2}}. \quad (2)$$

Для тел с центральной конденсацией ($\lambda > 1$), при условии гомологичности колебаний, формула (1) переходит в формулу

$$P = 2\pi \cdot \left(\frac{4}{3} \pi G \rho_c \right)^{-\frac{1}{2}}, \quad (3)$$

определяющую минимально возможное значение периода колебания моды ${}_0S_2$.

Из формулы (1) для тела данной структуры следует условие

$$P^2 R^{-3} = 4\pi^2 / GM\lambda = \text{const}, \quad (4)$$

которое показывает, что движение материальных частиц тела при колебании вокруг положения механического равновесия совершается в соответствии с третьим законом Кеплера.

Пусть звезда (планета) состоит из « k » резко обособленных концентрических оболочек (k —порядковый номер оболочки, возрастающий от поверхности к центру) радиуса r_k и при гомологичности изменения состояния тела все эти оболочки (в случае Земли все геосферы) совершают колебания с одним и тем же периодом P . В таком случае полагая, к примеру, $R^3 = r^3 k!$ и $P = \text{const}$, в соответствии с условием (4), можно прийти к условию $r^3 k! = \text{const}$.

Если представить дифференциальное уравнение кеплеровых орбит в виде [3]

$$\ddot{y} + ky = 0, \quad y = R^3/r_k^3, \quad k = 0, 1, 3, 5 \dots, \quad (5)$$

то регулярное решение его представится гипергеометрической функцией

$$y(0) = R^3/r_k^3 = k!, \quad k = 0, 1, 3, 5 \dots. \quad (6)$$

Для Земли значение $k=0$ соответствует поверхности коры, $k=1$ — поверхности мантии, $k=3$ — границе мантии и внешнего ядра, $k=5$ — границе внешнего и внутреннего ядра.

Формула (5) в хорошем согласии с сейсмологическими данными дает при $R=6371$ км и $r_1=6357$ км (радиус Земли без коры), $r_3=3498$ км (радиус всего ядра) и $r_5=1288$ км (радиус внутреннего ядра) [1, 6].

Учитывая этот результат, будем считать, что наиболее длиннопериодное малоамплитудное сферондальное колебание (мода ${}_0S_2$)¹ в первом приближении тождественно гомологическому радиальному колебанию. Тогда, принимая для Земли $P=3229$ сек, определенное при сильнейших Камчатском (1952) и Чилийском (1960) землетрясениях (с помощью сейсмографов, деформографов и маятниковых гравиметров) при $M=5,794 \cdot 10^{27}$ г/см³, $R=6371$ км, $\rho_m=5,515$ г/см³ получим из (1) $\lambda=2,457$, из (2) $P=5062$ сек и из (3) $\rho_c=13,552$ г/см³ (для Солнца те же формулы при $P=960$ сек и $\rho_m=1,41$ г/см³ дают $\lambda=27,18$, $\rho_c=38,33$ г/см³).

Указанные значения центральной плотности Земли и радиусов отдельных геосфер находятся в хорошем согласии с характеристиками модели Земли Ф. Пресса 1968 г. ($\rho_c=13,3-13,7$ г/см³) и модели «3» Вонга 1970 г. [6, 8]. Плотность ρ_c в них оказывается завышенной примерно на 1 г/см³ по сравнению с ρ_c семейства большинства моделей Буллена—«А» ($\rho_c=12,30-12,82$ г/см³) [2]. В более поздней работе Ф. Пресса [7] значение плотности в центре Земли взято в пределы от 12,2 до 14,1 г/см³.

Таким образом, в свете информации, доставляемой собственными колебаниями планет, центральная плотность Земли в первом приближении достигает значения $13,55$ г/см³ $\approx 2,5 \rho_m$.

В заключение, касаясь других подходов к оценке возможного верхнего предела центральной плотности Земли, отметим, что закон изменения плотностей внутри Земли, следующий из соотношений:

$$\frac{\rho_k}{\rho_m} = \frac{z_k}{z_m}, \quad \frac{\rho_k^0}{\rho_m} = \frac{z_k^0}{z_m}, \quad z_m \rho_k = 3 \rho_m (2k+1), \quad \rho_k^0 z_m = 6 \rho_m \cdot (k+1)$$

$$r^3 k! = r_1,$$

($k=1, 3, 5$) (здесь ρ_k, z_k — плотность и атомный номер на поверхности оболочки с порядковым номером k , ρ_k^0, z_k^0 — плотность и атомный

¹ Моде ${}_0S_0$ соответствует время $P=2R/v_p=1227$ сек, необходимое для прохождения продольной волны от поверхности Земли до ее центра и обратно до поверхности ($v_p=10,38$ км/сек).

номер вещества внутри геосферы с номером поверхности k , z_m — средний атомный номер вещества Земли, принимаемый условно равным репрезентативному атомному номеру ортооливина ($FeO \cdot MgO \cdot SiO_2$), приводит к значениям плотности Земли без коры $\rho_{k=1}^0 = \rho_m$, плотности ядра в целом $\rho_{k=3} = 2\rho_m$, плотности внутреннего ядра $\rho_{k=5}^0 = 3\rho_m$, плотности коры $\rho_0 = \frac{1}{2}\rho_m$. Для масс соответствующих геосфер получается выражение $M_k = M_1^0 (1 + k) 2^k$ (M_1^0 — массы Земли без коры), которое дает для массы ядра в целом $M_{k=3}^0 = \frac{1}{3} M_1^0$, массы внутреннего ядра $M_{k=5}^0 = \frac{1}{40} M_1^0$, массы мантии $\frac{2}{3} M_1^0$. При $z_m = 12$ указанные формулы дают для ядра в целом $z_{k=3}^0 = 24$ (вероятный средний состав $FeNiSi$) для внутреннего ядра $z_{k=5}^0 = 36$. Если предположить существование в центре внутреннего ядра миниядра с номером поверхности $k=6$, то указанные выше соотношения дадут для него z в пределах $39 \div 42$ и соответственно ρ_c в пределах $3,25 \rho_m \div 3,5 \rho_m$, т. е. $17,90 \div 19,36 \text{ г/см}^3$, укладывающиеся в семейство моделей Земли Буллена—«В».

Полученное выше значение $\rho_c = 13,55 \text{ г/см}^3 \approx 2,457 \rho_m$, основанное на информации из области собственных колебаний Земли, согласно указанной выше пропорции $\rho_k/\rho_m = z_k/z_m$, будет соответствовать значению $z \approx 29$, т. е. существенно железо-никелевым массам, содержащим примеси некоторых более тяжелых элементов (Mo, Au, Pt, Os, Re и др.).

Гравитационное давление в центре Земли, соответствующее плотности $\rho = 13,55 \text{ г/см}^3$, согласно формуле $P_c = \rho_c GM/2R$ оказывается равным $4,109 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$, а равновесная температура $T_c(e) = \mu GM/2A_0R = 7500^\circ K$ (A_0 — универсальная газовая постоянная, μ — молекулярный вес квазивыврожденного газа в центре Земли, принимаемый равным 2).

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 4.III.1977.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԵՐԿՐԻ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ԽՏՈՒԹՅԱՆ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ
ՄԵԿ ՀՆԱՐԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Մեյսմոգրաֆների, դեֆորմոգրաֆների և ճոճանակային գրավիմետրների օգնությամբ որոշված է, որ ուժեղ երկրաշարժերի ժամանակ երկրազնդի սեփական սֆերոիդալ տատանումների ${}_0S_2$ ձևալիքի սլարբերոսթյունը կազմում է

$P=3229$ վրկ: Համաձայն $P=2\pi/\sqrt{\frac{4}{3}\pi G\rho}$ բանաձևի երկրի կենտրոնի խտությունը $P=3229$ վրկ դեպքում հասնում է $\rho_c=13,55$ գ/սմ³: Այս խտության դեպքում ճնշումը երկրի կենտրոնում $P_c=\rho_c GM/2R$ բանաձևի համաձայն կազմում է 4,11 մլն. մթնոլորտ, իսկ այս ճնշմանը համապատասխանող նվազագույն ջերմաստիճանը երկրի կենտրոնում $T_{c(\min)}=DGM/2ARC_{v(\max)}=7500^\circ\text{K}$:

Այս բանաձևերի մեջ G —գրավիտացիոն հաստատունն է, A —գազային հաստատունը, M —երկրի զանգվածը, R —շառավիղը, D —Դյուլոնգի-Պոտիի հաստատունը, C_v —տեսակարար ծավալային ջերմունակության առավելագույն արժեքն է, որն ընդունված է հավասար երեքի, և $D/C_v=2$:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Квантовое представление внутреннего строения Земли. Известия АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 6, 1963.
2. Жарков В. Н., Трубицын В. П., Самсоненко Л. В. Физика Земли и планет. «Наука», М., 1971.
3. Маделунг Э. Математический аппарат физики. Физматгиз, М., 1960.
4. Росселанд С. Теория пульсации переменных звезд. Изд-во ИЛ, М., 1952.
5. Франк-Каменецкий Д. А. Физические процессы внутри звезд. Физматгиз, М., 1959.
6. Press F. Density Distribution in the Earth. Science. № 160, 1968.
7. Press F. Regionalized Earth Models. Journ. Geophys. Res., vol. 75, № 32, 1970.
8. Wang Chi-Yuen. Density and Constitution of the Mantle. Journ. Geophys. Res. vol. 75, № 17, 1970.

УДК 551.243.8.001.33

А. А. КУЗНЕЦОВ

К СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ¹

Учение о глубинных разломах—«самостоятельный раздел геотектоники» [12], в закономерностях их геологической жизни раскрывается наибольшее количество связей между разнообразными геологическими явлениями [9], это «приводной механизм» [1], «рельсы», по Н. С. Шатскому [12], «зеркало глубинных тектонических процессов» [11].

Под разломом будем понимать особое геологическое тело, характеризующееся собственными составом и структурой. Разломы являются объектами (предметами) изучения геотектоники, поэтому здесь имеем дело с частным случаем геологических тел—дизъюнктивными тектоническими и геофизическими телами в отличие, например, от петрографического тела—интрузив горной породы, минералогического тела—минерал и т. п. В целом тектонические и геофизические тела—части геологического пространства, параллелизующиеся соответственно с определенными уровнями сложности (организации) вещества: «слоевым», или оболочечным (тектоника) и геосферным (геофизика). В описаниях и многочисленных классификациях разломов исследователями используются до 27 признаков [5], однако предпочтение должно быть отдано лишь структурно-вещественным. Приведенное выше общее определение зиждется на том, что вещество, состав, есть содержание объекта, а его структура—это форма—два достаточных классификационных признака для корректного описания любого природного явления.

Состав—вещество, возникающее одновременно (в масштабе геологического времени) с формированием разлома. Таковым может служить состав магматических, осадочных, метаморфических и (или) гидротермально-метасоматических пород, формирование которых сопутствует возникновению разлома. Подобные тела будем называть «схизогенными» от древнегреческого «схизо»—расщепление, разрывание [10]. Образования, возникшие во время появления разлома и на которые не наложены более поздние производные в зоне разлома—это схизогенные тектониты (катаклазиты, милониты)². При анализе вещества за основу выбран состав типоморфных магматических форма-

¹ Понятие «глубинный» относительное, так как зависит от порядка, сложности того или иного тектонического элемента (см. ниже), поэтому, вероятно, лучше использовать термин «тектонический разлом».

² В отличие от разломов—схизогенных тектонических тел—просто нарушения сплошности геологического тела, не выполненные какой-либо собственной породой, «сухие», будем именовать разрывами. Здесь они не рассматриваются.

ций¹, их ряды и серии, то-есть парагенезы формаций, которые (вместе с осадочными и метаморфическими) представляют собой отражение состава «слоев» [13] и геосфер литосферы и характеризуют уровень, глубину заложения разлома. Последнее находится в непосредственной связи с различением разломов по порядку [1, 12]—необходимым шагом на пути построения классификации, так как выбор одномасштабных единиц и группирование их по классам являет собой фундамент любой классификации. Порядок разломов обусловлен порядком тектонических элементов, в свою очередь определяющимся особенностями структуры и вещества последних.

Структура— пространственное отношение элементов, составляющих дизъюнктивное тектоническое тело (внутренняя структура) или геометрия пространственной формы данного тела (внешняя структура), являющейся одновременно отражением внутреннего строения его. Строгое соответствие и единство внешней и внутренней структур показывают некоторую неточность недавнего и лучшего на сегодняшний день общего определения понятия: «Глубинные разломы—геологические тела, обладающие определенной формой, составом и структурой» [2, 5], где под формой авторы понимают «линейность», составом—«магматизм» и под структурой—«складчатая», «дизъюнктивная». Геометрические и структурные признаки выделения разломов суть одно и то же.

Все без исключения геологические тела, включая тектонические разломы, являются в геометрическом отношении трехмерными телами, ибо характеризуются в той или иной степени развитыми протяженностью, шириной и глубиной. Если разломы—равноправные геологические тела, то к ним можно (и необходимо!) применить аналогичный метод анализа—статическое топологическое моделирование [6, 7], что и составит основу структурного признака классификации разломов.

Сравнительно с топологией тектонических элементов, составными частями которых являются разломы, последние в целом как представители отдельного класса тел—это специфические тектонические (и геофизические) топологически одномерные тела (поверхности с преобладающим развитием одного измерения—протяженность, так как с точки зрения формы и внутренней структуры главной чертой разломов служит линейность: отношение длины разлома к его ширине (глубине) значительно, на порядок и более, превышает единицу). Среди разломов различают два основных типа: 1) граничные, или краевые, пограничные и 2) «внутриструктурные»². Граничные разломы k -го порядка есть топологически нуль,—одно- и двумерные тектонические (и геофизические) тела, ибо размерность границы (n) тела на единицу меньше

¹ Как наиболее изученных образований, для которых парагенетически связанные с ними разломы являются элементами структурного контроля.

² Термины, часто употребляемые, но неудачные ввиду того, что содержат выражение «структурные» (см., например, [4]).

размерности самого геологического тела (N), то есть $n = N - 1$, где $k = 1, 2, 3...$, начиная с самых крупных, глобальных, и $N = 3, 2$ и 1 , исключая нульмерные тела ($n = N = 0$), что совпадает с тремя разновидностями границ, по [4]: точка, линия и поверхность. Внутроструктурные разломы $(k+1)$ -го порядка есть тектонические тела, размерность которых равна $n = N - 2$, где $N = 3, 2$, исключая одно- и нульмерные «геоструктуры». Внутроструктурные разломы тектонических элементов k -го порядка представляют собой пограничные разломы между тектоническими элементами $(k+1)$ -го порядка.

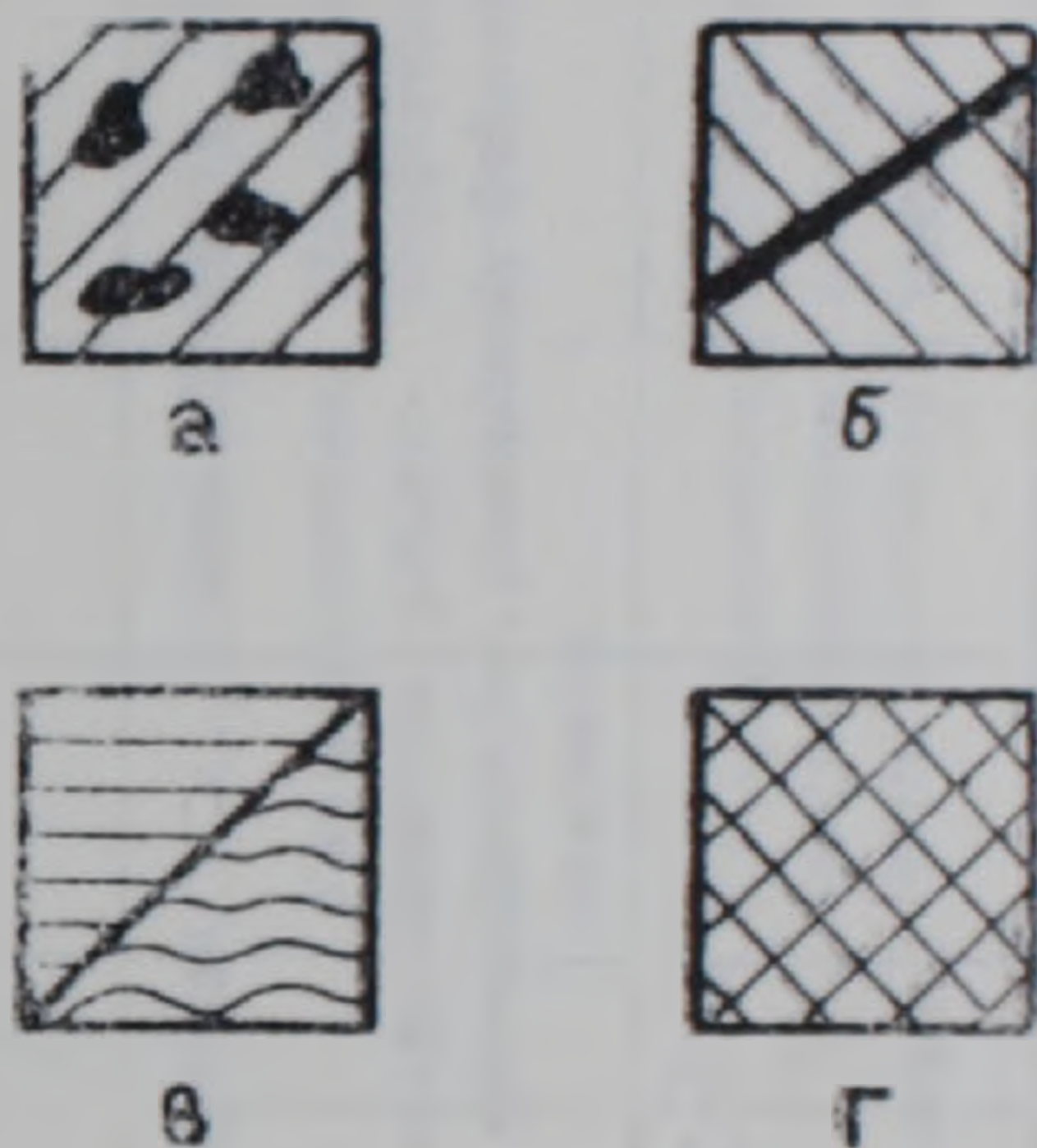


Рис. 1. Набор единственно возможных простых форм (=типов структур) геологических тел: а) нульмерная (изолированная, «включения»); б) одномерная (линейная, жильная); в) двумерная (слоистая и слоисто-складчатая); г) трехмерная (изотропная, «массивная», без заданных геологических границ внутри).

Для пояснения сущности метода в качестве примера приведем объективную систематику «эталонных форм» в виде набора простых форм геологических тел, «фигур» (рис. 1). Простым геологическим телом¹, вслед за [4], называется тело, внутри которого по определению не может существовать границ, природа которых в точности совпадала бы с природой внешней границы тела. На рис. 1 форма б) соответствует линейной, жильной форме; в) — пластинчатой, пластообразной, слоистой или складчатой; г) — изометричной, массивной форме, по перечню [3, 4]; аналог формы а) или отсутствует, или это «элементарная» форма [3].

Вопрос осложняется тем, что корректной и общепринятой классификации тектонических элементов литосферы не существует. Нам придется воспользоваться собственной систематикой региональных тектонических подразделений второго порядка [6, 7], дополнив ее глобальными тектоническими элементами первого порядка. Правильность этого перечня подтверждается не только комплексом геолого-геофизических данных и совокупностью критериев системного анализа и тополо-

¹ Понятие «простое» тело также относительное. Им может быть интрузив, слой осадочных пород, разлом, геосинклиналь и т. д.

Таблица 1

Систематика естественных групп объектов геологических уровней сложности

Наука об объектах	Топологическо-вещественные классы объектов			
	0-мерные	1-мерные	2-мерные	3-мерные
Минералогия*	оливин	пироксен	слюда	полевой шпат
Петрография*	нефелиновый сиенит	гипербазит	базальт	гранит
Наука о формациях*	формация аглаитовых нефелиновых сиенитов	формация «альпино-типных» гипербазитов	толейтовая формация	гранитовая формация
Геотектоника	область автономной активизации	георифтогенальная область	платформенная область	геосинклинально-складчатая область
Геофизика	континентальные рифты	суперлинеаменты	океаны	континенты

* Примеры для классов породообразующих (алюмо)силикатов, пород и формаций магматического происхождения.

Таблица 2

Основы классификации глобальных (первый порядок) и региональных (второй и третий порядки) тектонических разломов

Порядок	Тектонические подразделения				Пограничные разломы				Главные внутриструктурные разломы		
	Номенклатура	Структура	Структура границ	Номенклатура границ	Между ка- кими тек- тонич. под- разделе- ниями	Номенклатура	Структура	Состав	Номенклатура	Структура	Состав
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Изолированные рифты (А)	0	0	Конечные-боковые разломы (швы)	А—Б	Трансформные (континент.)	0	Ультращелочные, щелочно-ультра- основные, ультра- основные	Мегакольцевые, пересечения (узлы)	0	Ультращелочные
	Суперлинеамен- ты (Б)	1	0	Периконтинен- тальные рифты?	Б—В	Трансформные (океанич.)	0	Ультраосновные, базит-гипербазит- товые, основные	Линеаменты (главные трансформные)	0	Ультраосновные, ультращелочные
	Океаны (В)	2	1	Основания кон- тинентальных склонов, уступы	В—Г	«Поверхность» Заварицкого- Бениоффа (от вертикальной до наклонной 40—60°)	1	— (?)	Трансформные	0	Ультраосновные

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I	Континенты (Г)	3	2	Шельфы	Г—А	„Сквозьструктурные“, „сквозные“ (швы)	0	Щелочно кислые, щелочно-основные, щелочно-ультраосновные	Краевые швы (замкнутые)	0	Базит-гипербазитовые
									Вулканические пояса	1	Базальт-диабазитовые, риолитовые
					В—А	Межконтинентальные рифты (шели)	0	Щелочно-основные, основные, ультращелочные			
					Г—Б	Внутриконтинентальные „рифты“ (озера-шели)	0	Щелочно-основные, основные и др.			
II	Области автономной активизации (ОАА)	0	0	Мегакольцевые	ОАА—Грг	Поперечные	0	Щелочно-ультраосновные	Макрокольцевые (отдельных вулканогенно-интрузивно-тектонических „геоструктур“ центрального типа)	0	Нефелиновые сиениты
	Георифтогенальные области (Грг)	1	0	Главные трансформные (поперечные желоба)	Грг (конт.) — Плт	Перикратонные (краевые швы)	0	Базит-гипербазитовые	Осевые (центральные) „рифты“ Грг (океанич.) и континентальные швы	0	Гипербазиты

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I	Платформенные области (Плт)	2	1	Платформенные склоны	Плт — ГСО	(Краевые) вулканические пояса	1	Базальт липаритовые	Авлякогены Краевые „рифты“ Разломы синеклиз и антеклиз	0	Трахибазальты Пикриты Базальтовые трубки взрыва
	Геосинклинально-складчатые области (ГСО)	3	2	Краевые прогибы	ГСО — ГСО	Внутри- и окраинно-континентальные вулканические пояса	1	Риолитовые (липаритовые)	Грабен-синклинали	0	Трахилипариты
									Инверсионные вулканические пояса	1	Андезиты
									Эвгеосинклинальные трог		Ориолиты
II					ГСО — ОАА	„Скрытые“, „слепые“, поперечные поднятия	0	Щелочно-кислые			
					Плт — ОАА	Палеоавлякогены	0	Щелочно-основные			
					ГСО — Грг	?	0	?			

Примечание: Под структурой здесь понимается внешняя геометрическая структура (форма тела и форма его границы).

гического моделирования (возможность однозначного «помещения» в трехмерном пространстве литосферы лишь четырех резко качественно различных «фигур»: нуль-, одно-, дву- и трехмерные), но и, что очень важно, он логично вписывается в общую закономерность, являющуюся, по-видимому, новым законом [8]: геологические уровни организации структурно подобны (пространственные отношения между элементами уровней принципиально не изменяются при изменении сложности самих элементов—объектов) (табл. 1).

Вышеизложенное служит предпосылкой для построения основ структурно-вещественной классификации разломов (табл. 2). Поскольку она строится впервые и наши знания о разломах на современном этапе изученности еще не велики, ее следует расценивать как предварительную, нуждающуюся в дальнейшей разработке.

Автор выражает глубокую благодарность Т. Н. Спизарскому за полезные замечания по тексту рукописи.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт (ВСЕГЕИ)

Поступила 26.VII.1976.

Ա. Ա. ԿՈՒՉՆԵՅՈՎ

ԽՈՐՔԱՅԻՆ ԽՉՈՒՄՆԵՐԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ-ՆՅՈՒԹԱԿԱՆ ԴԱՍԱԿԱՐԳՄԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում տեսական մոտեցում է մշակված տեկտոնական խզումների ճշտված դասակարգման կազմման վերաբերյալ: Անալիզի հիմքում ընկած է հեղինակի կողմից նախկինում առաջարկված ստատիկ տոպոլոգիական մոդելացման մեթոդը: Տրվում են «վերացական խզում», «սահմանային խզում», «ներստրուկտուրային խզում» հասկացությունների ընդհանուր սահմանումները: Առաջին անգամ բերվում է (պահպանելով ձևական պայմանները) երկրաբանական մարմինների միակ հնարավոր պարզ ձևերի հավաքակազմը և գլոբալ (առաջին կարգի) ու ռեգիոնալ (երկրորդ և երրորդ կարգերի) տեկտոնական խզումների դասակարգման հիմունքներն ըստ ստրուկտուրային-նյութական հատկանիշների:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Апродов В. А. Структурно-геотектоническая классификация глубинных разломов. В кн. «Глубинные разломы», «Недра», М., 1964.
2. Коноваленко А. А. Терминология и вопросы систематики глубинных разломов. В кн. «Вопросы общей и теоретической тектоники». Хабаровск, 1974.
3. Косыгин Ю. А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации. Геология и геофизика, № 7, Новосибирск, 1964.
4. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. «Недра», М., 1974.
5. Косыгин Ю. А., Забродин В. Ю., Коноваленко А. А. и др. Понятие «глубинный разлом» и проблема систематики глубинных разломов. В кн.: «Разломы земной коры». Тезисы докладов. Междуведомственный тектонич. комитет, 1976.

6. Кузнецов А. А. Геометрическое моделирование и тектоно-магматический процесс. В кн.: «Математизация и автоматизация в геологических исследованиях». Л., 1972.
7. Кузнцов А. А., Шинкарев Н. Ф. Моделирование тектоно-магматического процесса и типы первичных магм. В кн. «Щелочные породы Кольского п-ва», «Наука», Л., 1974.
8. Кузнецов А. А. Классификация магматических формаций. ДАН Арм. ССР, т. 63, № 2, 1976.
9. Лейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Известия АН СССР, серия геол., № 1, 1956.
10. Спизарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. «Недра», Л., 1973.
11. Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей, «Недра», М., 1973.
12. Хаин В. Е. Общая геотектоника, «Недра», М., 1973.
13. Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избранные труды, т. 3, «Наука», 1965.

УДК 551.24.550.3

Р. Н. ТАЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СКЛАДЧАТОСТИ
В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОГО ЗАНГЕЗУРА

Согласно существующим схемам геотектонического районирования исследованная Зангезурская область интенсивного развития магматизма, разрывной и блоковой тектоники рассматривается, как южная часть Мисхано-Зангезурской геосинклинальной зоны Малого Кавказа (Армянская ССР), заложенной на гетерогенном байкальском и герцинском основании [3, 7].

Герцинский этап развития региона характеризуется многогеосинклинальным режимом с формированием терригенно-карбонатных толщ девона, перми и триаса (?).

В альпийский этап геотектонического развития, начиная с юры, на востоке региона формируется крупный Сомхето-Кафанский эвгеосинклинальный прогиб с интенсивным проявлением вулканизма. В верхнем мелу в процессы интенсивного прогибания, осадконакопления и вулканизма вовлекается западная Зангезур-Нахичеванская часть рассматриваемой территории.

В ходе последующей истории геотектонического развития в палеогене отмечается смещение к западу областей интенсивного прогибания с формированием Зангезурского (среднеальпийского) и Нахичеванского (позднеальпийского) блоков, ограниченных крупными глубинными нарушениями [13] (рис. 1).

В отличие от прежних представлений о преимущественно веерообразном характере пликативных структур Зангезура в целом, высказанных А. Б. Кажданом [14], или о развитии здесь, главным образом, умеренно сжатых, прямых и реже слабо запрокинутых линейных складок сев.-зап. простирания [11], исследования последних лет позволяют высказать мнение о значительно более сложной природе разноплановой складчатости, наиболее интенсивно проявленной в орогенный этап развития региона. Такая складчатость, на наш взгляд, обусловлена неоднократными вертикальными перемещениями гетерогенного фундамента и проявлена в пределах крупных разноориентированных зон разрывных нарушений. В результате, получила широкое развитие моноклиналиная, часто изоклиналино проявленная складчатость с различным планом простирания пликативных структур и развитием явлений наложенной сланцеватости, пластического течения и диапиризма в терригенно-карбонатных толщах.

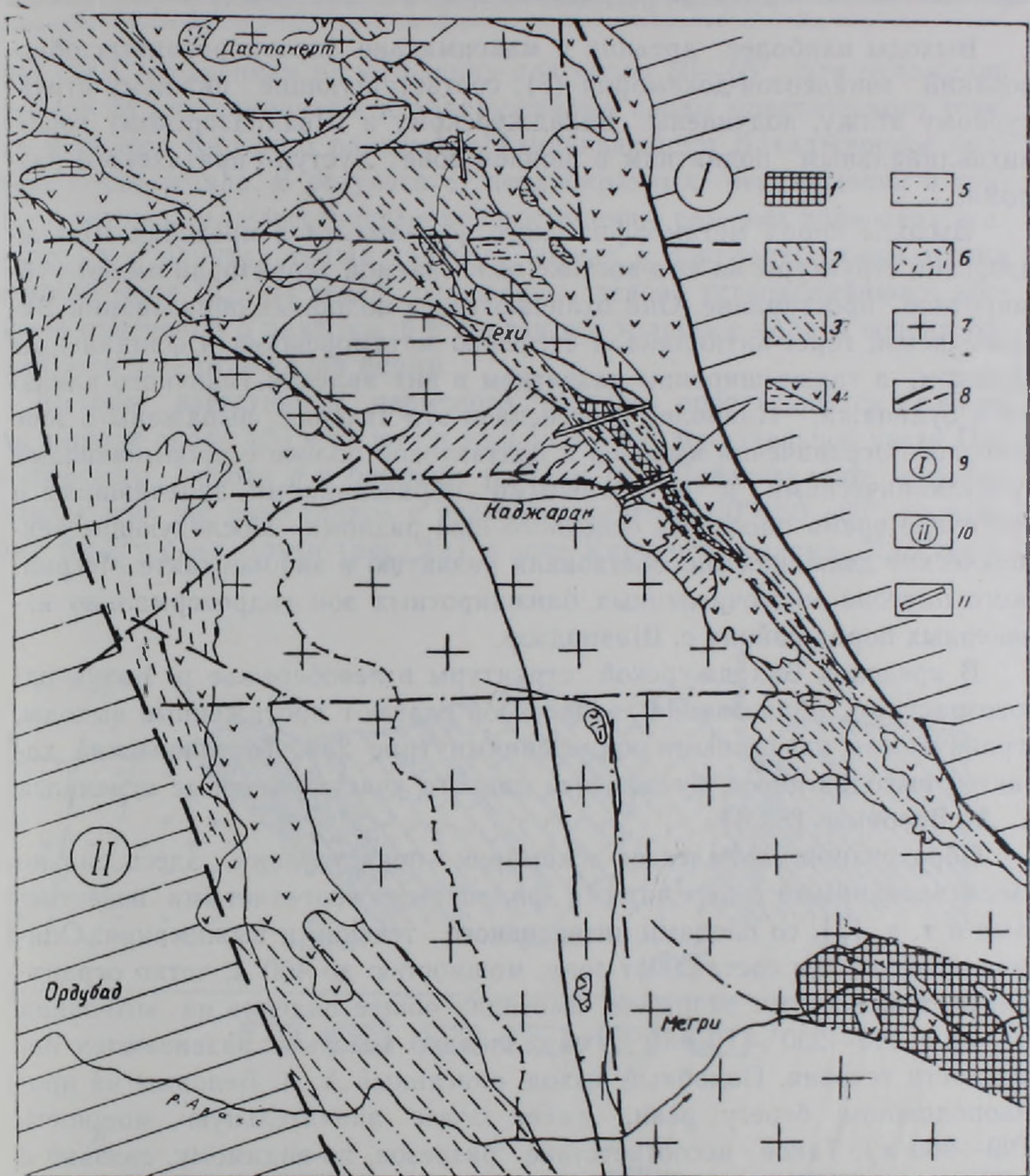


Рис. 1. Схематическая геолого-структурная карта западного Зангезура. Структурные этажи и ярусы: 1. *Нижний этаж* ($PR_3:6$) — метаморфический комплекс. 2. *Средний этаж, нижний ярус* ($D + P + T?$) — терригенно-карбонатный. 3. *Верхний ярус* ($K_2^d - Pg_1?$) — карбонатно-терригенный. 4. ($Pg_2^1 - Pg_2^2$) — а) вулканогенно-осадочный (флиш-шоидный), б) вулканический. 5. (Pg_2^3) — вулканогенно-осадочный (континентальный). 6. *Верхний этаж, нижний ярус* (N_2^{1-2}) — вулканогенно-осадочный. 7. Интрузивные комплексы — ($Pg_2^3 - N_1$). 8. Разрывные нарушения. 9. Сомхето-Кафанский блок. 10. Нахичеванский блок. 11. Линии разрезов.

Элементы складчатости и условия их формирования

Согласно данным тектонических и геофизических исследований последних лет [4], в геологическом разрезе изученной территории выделяются определенные структурные этажи и ярусы, соответствующие главным эпохам геологического развития области.

Выходы наиболее древних и максимально дислоцированных образований эопалеозоя-докембрия (?), соответствующие нижнему структурному этажу, подчинены Бахаджурскому и Шванидзорскому горст-антиклинальным поднятиям в шовной зоне Хуступ-Гиратахского разлома.

Выходы пород метаморфического фундамента в пределах Шванидзорской структуры на юго-востоке описываемой территории имеют субширотное простирание. Они отличаются от подобных образований Бахаджурской горст-антиклинали степенью метаморфизма и фаціальным обликом, а также широким развитием в них явлений типичного кливажа и будинажа. Наиболее интенсивно эти явления выражены в зоне северного ограничения выходов в контактовой полосе с прорывающими субвулканическими и интрузивными образованиями, залечившими в третичное время плоскость основного шва разлома. Последующие тектонические движения способствовали развитию в эндоконтакте Мегринского плутона многочисленных близширотных зон гидротермально измененных пород района с. Шванидзор.

В пределах Бахаджурской структуры в левобережье р. Вохчи разновозрастные образования эопалеозоя слагают протяженные выходы, ограниченные разрывными нарушениями (рис 2а). Тектонический характер выходов пород фундамента данного участка впервые отмечался А. А. Беловым [5, 6].

Образования эопалеозоя-докембрия представлены здесь сильно рассланцованными и перемятыми филлитами, мергелистыми известняками и т. д. [2], со следами интенсивного течения и выжимания. Описываемые выходы составляют зону, мощностью до 400 м, четко ограниченную плоскостями разрывов, имеющих общее падение на юго-запад (аз. пад. $240-250^\circ$, $\angle 70-80^\circ$), параллельно которым развиваются поверхности течения. Подобный выход, описанный А. А. Беловым на противоположном берегу реки, имеет более значительную мощность (790—900 м). Такое несоответствие разрезов, по-видимому, связано с наличием крупной, четко наблюдаемой на аэрофотоснимках, поперечной разрывной структуры сев.-вост. простирания вдоль долины р. Вохчи.

Таким образом, выход пород эопалеозоя (метаморфического комплекса) на современный эрозионный срез повсеместно обусловлен проявлением интенсивных тектонических движений в орогенном этапе, сопровождающихся процессами пластического течения, диапиризма и кливажа. Системы разломов, ограничивающие эти выходы, являются долгоживущими структурами, часто залеченными проявлениями более позднего эффузивного и интрузивного магматизма.

Среднему структурному этажу (нижний ярус) соответствуют карбонатные и терригенно-осадочные образования девона, перми и, возможно, триаса, выходы которых повсеместно подчинены вышеуказанной Бахаджурской горст-антиклинальной структуре.

Отложения девона наиболее полно представлены в шишкертском разрезе [4, 5, 12] полосой шириной до 0,5 км; простирание их сев.-зап.

300—330°, с падением на юго-запад под углом 50—65°. Эти отложения интенсивно рассланцованы и обнаруживают следы пластического течения в полосе Кирского разлома, ограничивающего Бахаджурское поднятие с юго-запада. В результате неоднократных перемещений в контакт с девонскими известняками по простиранию разлома приведена вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена и конгломератовая толща верхнего мела [5]. На север отложения девона устанавливаются восточнее отмеченного разлома, а в контакте с толщами мела и эоцена обнажаются уже отложения перми.

Выходы известняков пермского возраста протягиваются полосой при ширине около 400 м на юге и до 2,5 км на водораздельной части Пирамсарского хребта и в бассейне р. Гехи [8]. Представляют интерес выходы этих же известняков с азимутом падения 60°—50—60°, по правому берегу реки Вохчи (рис. 2 а) в зоне Кирского разлома. Плоскость

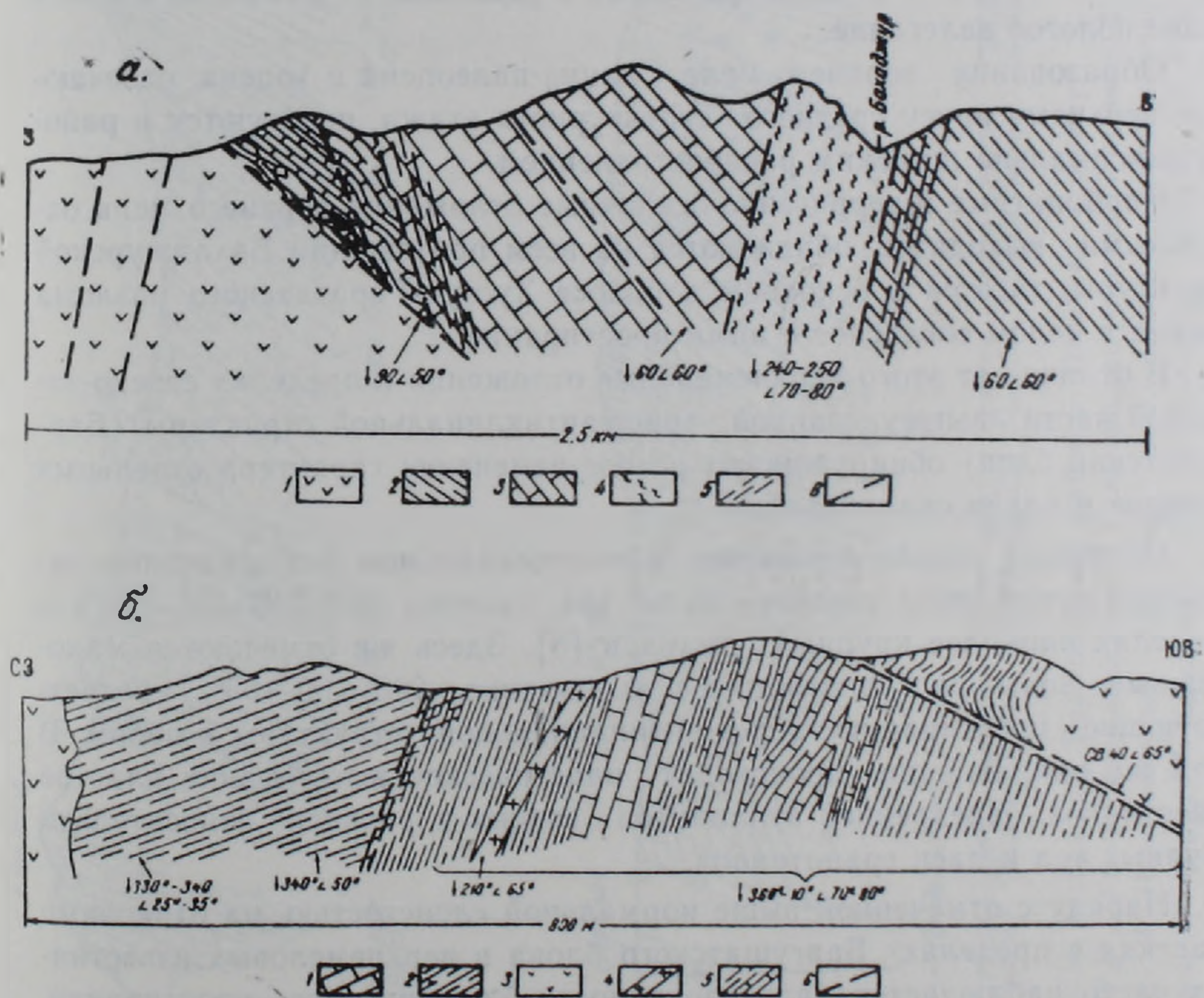


Рис. 2. а) Разрез по правобережью р. Вохчи. 1. Андезиты и андезито-базальты (Pg_2^2). 2. Алевролиты, мергели, аргиллиты ($K_d-Pg_1^?$). 3. Известняки (P). 4. Метаморфический комплекс (PR_3 ; E). 5. Зоны рассланцевания. 6. Разрывные нарушения. б) Разрез южнее с. Кюрут. 1. Глинистые известняки (K_2). 2. Мергели (K_2). 3. Андезито-базальты (Pg_2^2). 4. Дайки диорит-порфиров (Pg_3). 5. Интенсивно рассланцованные, деформированные глинистые известняки, мергели (K_2). 6. Разрывные нарушения.

этого нарушения, имеющего здесь близмеридиональное простирание, четко выражена и осложнена оперяющими ее в всячем боку разрывами. Параллельно последним развиваются участки мелкого расщепления и смятия известняков с обломками андезитов и андезито-базальтов, захваченных из лежащего бока разлома.

Далее на северо-запад, в водораздельной части Пирамсарского хребта (рис. 3), пермские известняки образуют два обособленных выхода, контролирующихся крупными разрывами с аз. пад. $230-240^\circ \angle 60-70^\circ$. В всячем боку Кирского разлома, среди прослоев известняков наблюдаются следы значительных деформаций и явлений холодных внедрений (протрузий) филлитов.

В зонах тектонических нарушений, повсеместно ограничивающих выходы пермских известняков, в результате интенсивного пластического течения материала, создаются четко выраженные направления наложенной сланцеватости, параллельные плоскостям разрывов. Слоистость же в известняках отчетливо проявлена в удалении от разломов и имеет более пологое залегание.

Образования верхнего мела, дания-палеоцена и эоцена, отвечающие верхнему ярусу среднего структурного этажа, пользуются в районе максимально широким распространением.

Карбонатные и терригенно-осадочные отложения верхнего мела отдельными выходами обнажаются на всем протяжении Бахаджурской структуры, тяготея в основном к полосе Хуступ-Гиратахского разлома и имея в целом согласное с ними простирание.

В отличие от этого верхнемеловые отложения в пределах северо-западной части вышеуказанной горст-антиклинальной структуры (Баргушатский блок) обнаруживают резкое изменение характера отдельных выходов и плана складчатости.

Последнее нашло отражение в моноклиальном близширотном залегании известняков верхнего мела (аз. падения $350-10^\circ \angle 55-60^\circ$) в пределах наиболее крупных выходов [8]. Здесь же отмечаются мало-мощные зоны расщепления с аз. падения $240^\circ \angle 80-85^\circ$, соответствующие простиранию горст-антиклинальной структуры в целом. В этом же направлении происходит пластическое вытягивание пластов известняков, внедрение вулканитов эоцена и развитие относительно крупных тел и даек гранитоидов.

Наряду с отмеченной выше нормальной слоистостью, на отдельных участках в пределах Баргушатского блока в верхнемеловых известняках часто наблюдается разлинзованность близширотного простирания, обусловленная тектоническими факторами, проявленными по крупным разрывным нарушениям того же простирания. В частности, подобные явления установлены по дороге к югу от с. Кюрют и восточнее с. Кирс. В первом из отмеченных участков (рис. 2б) породы мела на расстоянии до 600 м интенсивно деформированы. В мергелистых известняках наблюдается тонкое расщепление с углами падений до 80° и со следами течения материала и текстур выжимания. Это один из установлен-

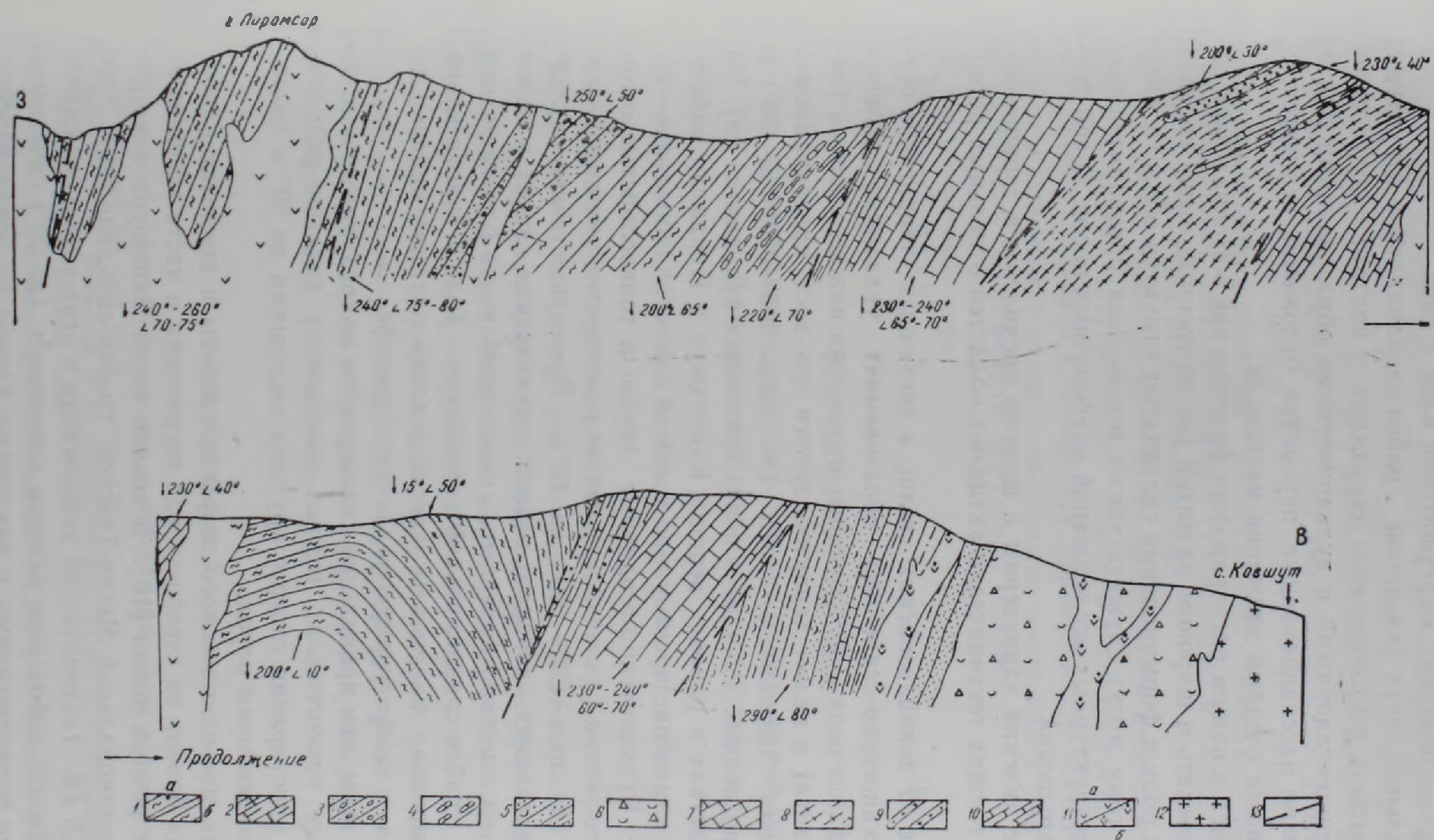


Рис. 3. Разрез по водоразделу Пирамсарского хребта (г. Пирамсар—с. Ковшут). 1. а) алевролиты, туфопесчаники, туфы дацитов и липаритов (Pg_1^1); 1 б—5 даний-палеоцен?. 1 б. алевролиты, мергели, аргиллиты. 2. Глинистые известняки, доломиты. 3. Конгломераты. 4. Известковистые, давленные конгломераты. 5. Туфопесчаники, песчаники, аргиллиты. 6. Массивные андезиты, базальты (Pg_2^2). 7. Известняки (P). 8 Филлиты (PR_3^3). 9. Кварциты. 10. Глинистые известняки (K_2^2). 11. а) андезиты; б) габбро-порфириты (Pg_2^2). 12. Кварцевые двориты (Pg_3) 13. Разрывные нарушения.

ных южных швов крупной широтной Арамаздской грабен-синклинальной зоны, ограничивающих Баргушатский блок с юга.

В центральной части указанной грабен-синклинальной структуры, в полосе широтного тектонического нарушения, в контакт с более молодыми терригенно-осадочными и вулканическими образованиями приведены интенсивно рассланцованные, перемятые отложения верхнего мела с отчетливыми следами движения материала.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал дает основание утверждать о широком развитии рассмотренных выше явлений и их большой роли в формировании складчатых структур области. Подтверждением тому могут служить также имеющиеся предварительные данные микроструктурных исследований карбонатных пород из зон тектонических нарушений.

Подобные явления характерны и широко проявлены в терригенно-карбонатных толщах тектонически активных областей отдельных регионов.

В отличие от докайнозойских толщ, в третичных терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях указанные явления отмечаются крайне редко. Флишонидные отложения нижнего эоцена (пирамсарская свита) в целом характеризуются сев.-вост. простиранием с моноклиналим залеганием слоев (аз. пад. $300-330^\circ \angle 50-80^\circ$) в пределах разрозненных выходов в полях третичных вулканитов [9]. На отдельных участках в районе вершин Капутджух и Пирамсар наблюдается резкое изменение простирания толщ на близмеридиональное—северо-западное. Вулканогенно-осадочные грубо- и тонкослоистые отложения среднего эоцена (даличайская свита) повсеместно имеют сев.-зап. простирание (аз. пад. $220-240^\circ < \text{до } 60^\circ$). Преимущественно вулканогенные образования верхнего эоцена (гехакарская свита) в своем распространении в целом подчинены отмеченной выше близширотной Арамаздской грабен-синклинальной структуре. Толща относительно слабо деформирована и элементы залегания слоев с углами падения до 20° подчеркивают конфигурацию указанного прогиба.

Наряду с этим, как проявление складчатости приразломных зон, во всех указанных палеогеновых толщах отмечаются участки разнонаправленного простирания слоев с крутыми падениями до 80° и интенсивным рассланцеванием пород.

Отложения мио-плиоценового возраста развиты в пределах наиболее опущенных блоков на северо-западе территории и часто выполняют русла древних речных долин [10]. В южной части Зангезура они приурочены к меридиональной Мегри-Тейской грабен-синклинальной зоне шириной до 3,5 км. Тектонические деформации в этих толщах проявлены слабо и обычно небольшие падения слоистости (до 20°) связаны с вертикальными перемещениями и наклонами блоков по зонам разрывных нарушений.

Таким образом, в формировании основных элементов складчатости в пределах западного Зангезура существенная роль принадлежит раз-

поориентированным протяженным тектоническим зонам, периодически активизирующимся в процессе геологической истории.

Выходы на поверхность древних толщ метаморфического комплекса и осадочных пород палеозоя—фундамента альпийской геосинклинали, обусловлены тектоническим перемещением этих блоков по разломам. С такими перемещениями связаны характерные складчатые деформации с широким развитием явлений пластического течения и диапиризма. Складчатость в меловых и палеогеновых толщах характеризуется обычно сжатыми, изоклинальными структурами и также приурочена к узким протяженным тектоническим зонам.

Описанная складчатость часто значительно осложняет стратиграфический разрез, затушевывает элементы первичного залегания толщ, их истинные мощности и определяет специфические особенности геологического строения, в связи с чем должна обязательно учитываться при интерпретации геологической структуры области.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 7.VI.1976

Ռ. Ն. ՏԱՅԱՆ, Ռ. Տ. ԶՐԲԱՆՅԱՆ

ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԾԱԼՔԱՎՈՐՄԱՆ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երկրաբանա-կառուցվածքային մանրազնիին ուսումնասիրությունները մինչևայնոգոյան և երրորդական նստվածքա-հրաբխածին և ցամաքածին հաստվածքների զարգացման շրջաններում ցույց են տալիս, որ ծալքավորման տարրերի ձևավորումը հիմնականում պայմանավորված է տարբեր ուղղություն և ձգվածություն ունեցող տեկտոնական զոնաներով:

Ցամաքածին և կարբոնատային հաստվածքներում լայն տարածում են գտել կլիվաժի, պլաստիկ հոսքի և դիապիրիզմի երևույթները, որոնք քողարկում են շերտերի իրական տեղադրման տարրերը և նշանակալիորեն բարդեցնում երկրաբանական կառուցվածքը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Аракелян Р. А. Палеозой. В кн. «Геология Арм. ССР», т. II, Стратиграфия. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
3. Асланян А. Т. Тектоника. В кн. «Геология СССР», т. 43, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.
4. Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.

5. Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эппи-байкальской субплатформы на Малом Кавказе. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1968.
6. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XIV, № 1, 1969.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Армянской ССР, Ереван, 1959.
8. Гуюмджян О. П. Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре (Армянская ССР). ДАН Арм. ССР, т. XIV, № 5, 1963.
9. Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Зангезура. Зап. Арм. отд. ВМО, № 8, Ереван, 1976.
10. Карамян К. А. Структура и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
11. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
12. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
13. Таян Р. Н., Плотников Э. П., Абдураманов Р. У. Некоторые особенности формирования геологической структуры Зангезуро-Нахичеванской области Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1976.
14. Хаин В. Е. Главные черты тектонического строения Кавказа. Сов. геология, № 39, 1949.

УДК 553.231

М. А. АРУТЮНЯН

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ГЕНЕЗИСЕ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ БАССЕЙНА р. ГЕХИ

Скарновые тела бассейна р. Гехи находятся в пределах контактово-термальных ореолов Гехинского и Ковшутского интрузивов верхнеэоцен-олигоценового плутонического комплекса и установлены в карбонатных отложениях пермского и верхнемелового возрастов, а также в туфопесчаниках эоцена. Вследствие неравномерности распределения скарновых тел на территории района выделяются участки со сравнительно большой плотностью развития скарнов, характеризующиеся общими элементами залегания—Анкасарский, Пейганский, Кефашенский, Гехинский, Сурбкарский, пространственно приуроченные к Гехинскому интрузиву; Дармазурский, Маралгетикский, Ташбашский, Бозоглинский и Суханский, приуроченные к Ковшутскому интрузиву.

Изучением скарнов района, в частности Кефашена, занимались Л. К. Конюшевский [7], И. Г. Магакьян и В. Х. Ароян-Иашвили [9], Ю. А. Арапов [1], С. С. Мкртчян [11], Г. О. Пиджян [11], Т. Ш. Татевосян [12]—скарны Сурбкара и Кефашена; О. П. Гуюмджян [2, 3]—скарны Сурбкара, Гехи и Кефашена.

Автором подробно изучены геологическое строение, петрография и минеральный состав Анкасарского, Пейганского, Дармазурского, Маралгетикского, Ташбашского, Бозоглинского и Суханского скарновых проявлений.

Плотность распределения скарновых тел в пределах района определяется структурным, литологическим и магматическим факторами, сочетание которых при поступлении пневматолитово-гидротермальных растворов и обуславливает образование скарновых тел. Локализация скарнов контролируется главным образом структурой тектонически ослабленной контактовой поверхности интрузива, реже межпластовыми отслоениями, трещинами и мелкими разломами. Наиболее благоприятными являются согласные с вмещающими породами плоскости контактов интрузивных пород с углами падения $45-60^\circ$. Контролирующее воздействие литологического состава вмещающих пород сказывается в приуроченности скарнов к карбонатным отложениям пермского и мелового возрастов. Для развития процессов скарнообразования особенно благоприятны битуминозные известняки перми; в пределах распространения слоистой толщи карбонатных отложений того же возраста скарновые тела имеют незначительные размеры и развиваются по песчано-глинистым прослойкам известняков, вдоль лежащих боков дайковых андезитобазальтовых порфиритов и под линзами туфопесчаников. Образование скарновых тел в значительной мере контролируется и магматическим фактором: из разновозрастных и разносоставных пород, представлен-

ных габбро, монцонитами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и аплитовидными гранодиоритами, наибольшее развитие получили скарны, ассоциирующие с интрузивными породами второй фазы—гранодиоритами и адамеллитами [2].

В применении классификации Д. С. Коржинского и В. А. Жарикова [4, 3, 6, 8] к скарнам бассейна р. Гехи могут быть выделены следующие морфогенетические разновидности: 1) диффузионно-биметасоматические скарны в контакте алюмосиликатных и карбонатных пород, среди которых выделяются пластообразные и линзообразные залежи, приуроченные непосредственно к контактам скарногенерирующих интрузивов; линзообразные залежи и гнезда, пространственно связанные с контактами туфопесчаников, андезито-базальтовых порфиритов, а также дайковых тел, находящихся в пределах контактово-термального воздействия этих интрузивов; 2) контактово-инфильтрационные линзообразные залежи фронтального типа, образующиеся при скарнировании известняков, расположенных в кровле интрузива, и 3) жильные скарны апоалюминносиликатной и апокарбонатной фаций.

Биметасоматические скарны, приуроченные к интрузивным породам, представлены пластообразными телами, протягивающимися на многие десятки метров. Наиболее интересны скарны Кефашена, образовавшиеся по контакту прорывающих габбриоды гранодиоритов (Гехинский интрузив) с известняками перми. Мощность скарнового тела достигает 17 м при протяженности в 1,5 км. Скарновые тела меньшей мощности, протяженностью до 300 м, установлены в контакте кварцевых диоритов и монцонитов Гехинского интрузива с известняками перми (Анкасар, Гехи), а из скарнов, приуроченных к контакту кварцевых диоритов Ковшутского массива с карбонатными отложениями верхнего мела, известны скарны Маралгетика и Сухана. Для скарнов этого типа характерна последующая андрадитизация их.

Биметасоматические разновидности скарнов, находящиеся в контакте андезито-базальтовых порфиритов и туфопесчаников с известняками перми и мела (ущ. р. Дармазур, Сурбкар), представлены линзообразными залежами размером до 10 м, что характерно также для контактовых разновидностей скарнов, пространственно связанных с породами дайковой фации (диабазовыми порфиритами и диорит-порфиритами). Наибольшая мощность скарновых тел (10 м) отмечается в лежащем боку даек с преимущественным эндоскарнированием, в висячем боку даек скарны встречаются маломощными, но более протяженными телами (скарны Коча-дары, Дармазура, Пейгана).

Контактово-инфильтрационные скарны фронтального типа отмечаются на участках Дрнаджар, Бозоглы и Таш-баш.

Наиболее крупные выходы скарнированных известняков (до 20×2 кв. м) в кровле интрузива обнаружены в пределах Дрнаджарского полиметаллического проявления в эндоконтактовой части юго-западного участка Ковшутского массива. Скарны приурочены к рвущим телам порфиритов, прослеживаемых лишь в пределах распространения извест-

няков (рис. 1). Аналогичную картину представляют собой скарны Таш-баша, расположенные в центральной части восточного эндоконтакта Ковшутского интрузива. Небольшие линзы скарнов контактово-инфильтрационного фронтального типа обнаружены в пределах Бозоглинского железорудного проявления. Блок андезитов-базальтовых порфиритов

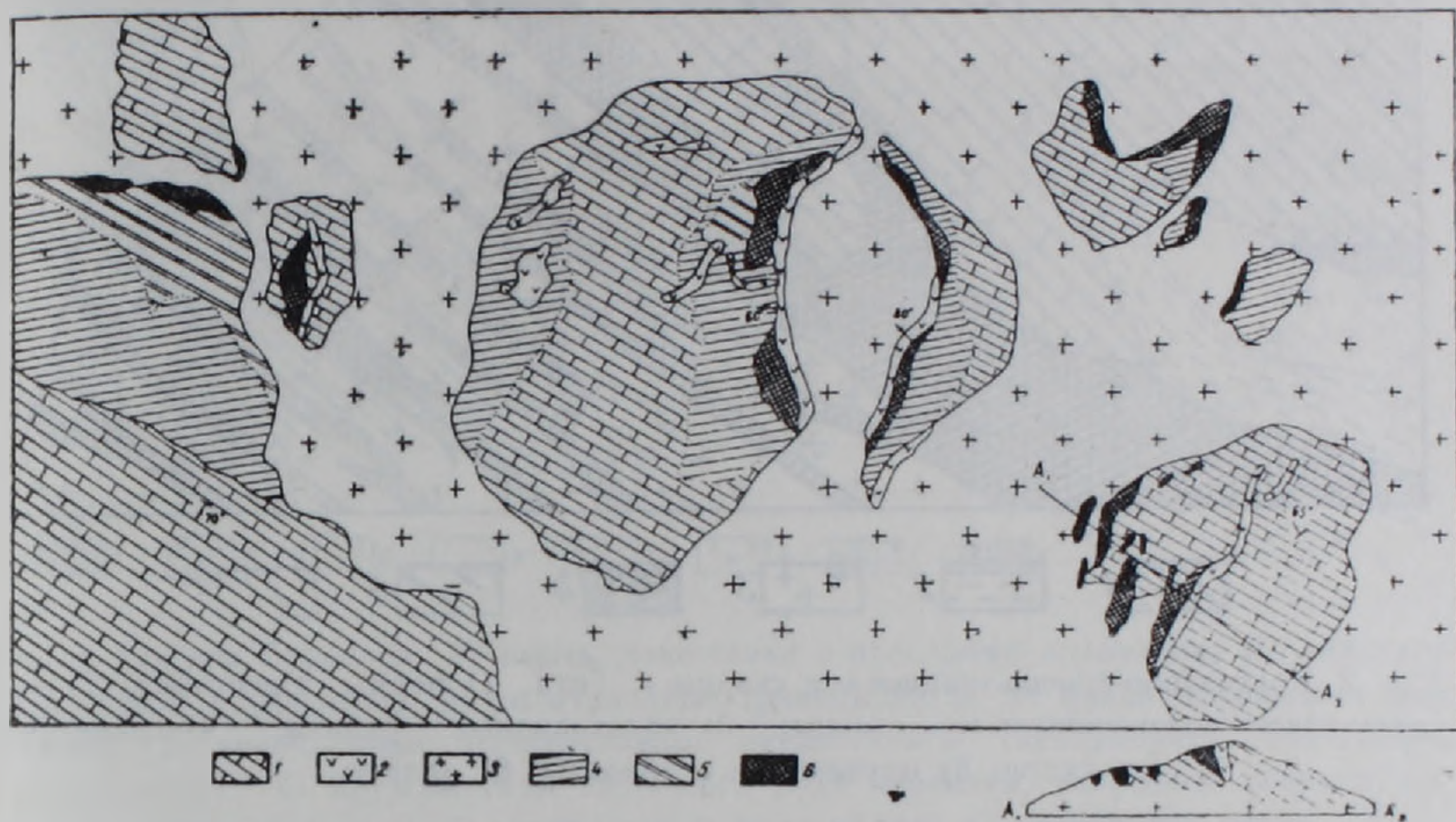


Рис. 1. Скарнирванные известняки Дриаджарского участка. 1) пермь, известняки; 2) диабазовые порфириды; 3) кварцевые диориты; 4) известково-силикатные роговики; 5) пироксен-гранатовые скарнонды; 6) гранатовый скарн.

и известковых туфопесчаников, «висячий» в теле Ковшутского интрузива, по контакту туфопесчаников и порфиритов прорывается штокообразным ответвлением кварцевых диоритов Ковшутского массива. Скарновые тела обнаружены по северо-западному и юго-восточному контактам штока, в его удлиненных частях и представляют собой вытянутые поперек контакта линзы, длиной до 20—30 м.

Жильные скарны апокарбонатной и апоалюмосиликатной фаций известны в пределах Гехинского и Сурбкарского участков.

На левом берегу р. Гехи, кроме скарновых залежей, залегающих по контакту габброидов Гехинского кольцевого интрузива с известняками перми, на участке, где шток жильных гранитов, прорывающий габбро, отделяется от вмещающих карбонатных отложений скарновой залежью (20×1,5 м), отмечаются отходящие от нее апофизальные ответвления в известняки и аплитовидные граниты. Наиболее четко они прослеживаются в аплитовидных гранитах (до 10 м) и представлены системой параллельно ориентированных пологопадающих жил мощностью до 15—20 см (рис. 2).

Жильные скарны Сурбкара представлены апоизвестковой фацией и обнаружены на значительном расстоянии в 50 м от контактовой линии Сурбкарского массива, сложенного аплитовидными гранодиоритами и гранитами. Вмещающие шток известняки перми, порфириды и туфопес-

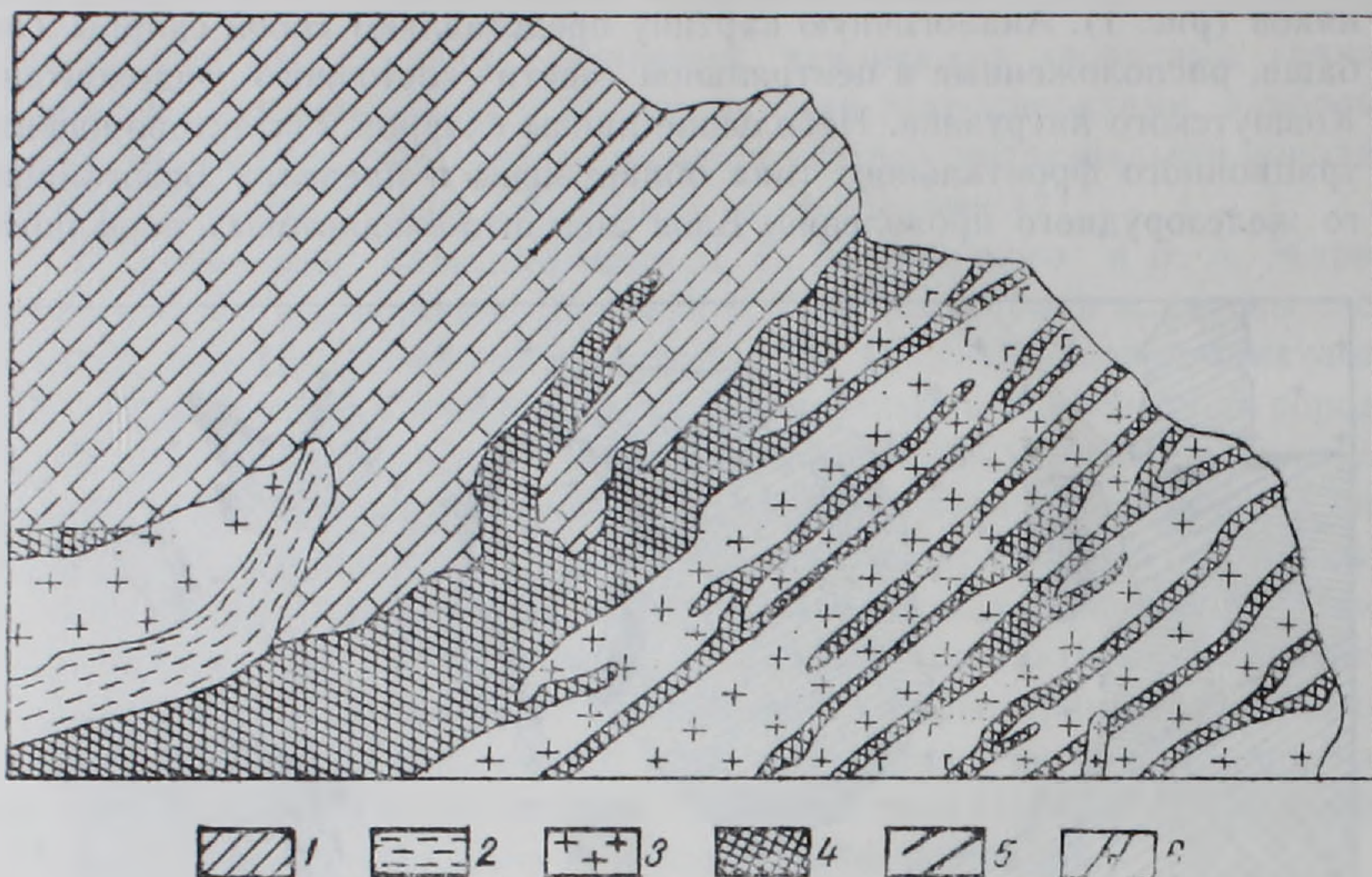


Рис. 2. Контактво-инфильтрационные скарны с. Гехи. 1) пермь, известняки; 2) биотит-пироксен-полевошпатовые сланцы; 3) аплитовидные граниты; 4) гранатовый скарн; 5) оруденелые скарноиды; 6) аплиты.

чаники эоцена в зоне контакта со штоком подверглись метасоматическим изменениям с образованием везувиановых кальцифиров, роговиков и метасоматических пород—метадиоритов, метагаббро, горнблендитов и т. д. [2, 3]. Скарновые жилы избирательно развиваются по песчано-глинистым прослойкам слоистых известняков перми и встречаются в участках, где пермские отложения перекрываются туфопесчаниками эоцена. Мощность этих скарнов—10-20 см при протяженности в 7-8 м. Кроме жильных скарнов, в контакте известняков с порфиритами встречаются биметасоматические линзы гранатовых скарнов протяженностью до 10—12 м (рис. 3).

Зональность биметасоматических разностей скарнов Кефашена, Сурбкара и Гехи вместе с описанием пород, слагающих отдельные зоны, дается в работе О. П. Гуюмджяна [2]. Представленная им метасоматическая колонка с оговоркой, что «остальные скарновые зоны в основном не отличаются по минеральному составу и генетическим особенностям от указанных скарнов» имеет следующий вид: алюмосиликатная порода; близскарновые породы повышенной щелочности (Пл+Кш+Пи+Кв); околоскарновые (Пи+Пл) породы; гранатовый скарн (эндо- и экзоскарны); пироксеновый скарн (реликтовый); волластонитовый скарн (реликтовый); мраморизованный известняк (Ка).

Реликтовые линзы пироксенового скарна диопсидового состава, размером до 0,6×0,2 м, обнаружены не только в биметасоматических скарнах Кефашена и Гехи, но и в скарнах Анкасара и Маралгетика, и в метасоматической колонке занимают место между пироксен-плагноклазовой и гранатовой зонами.

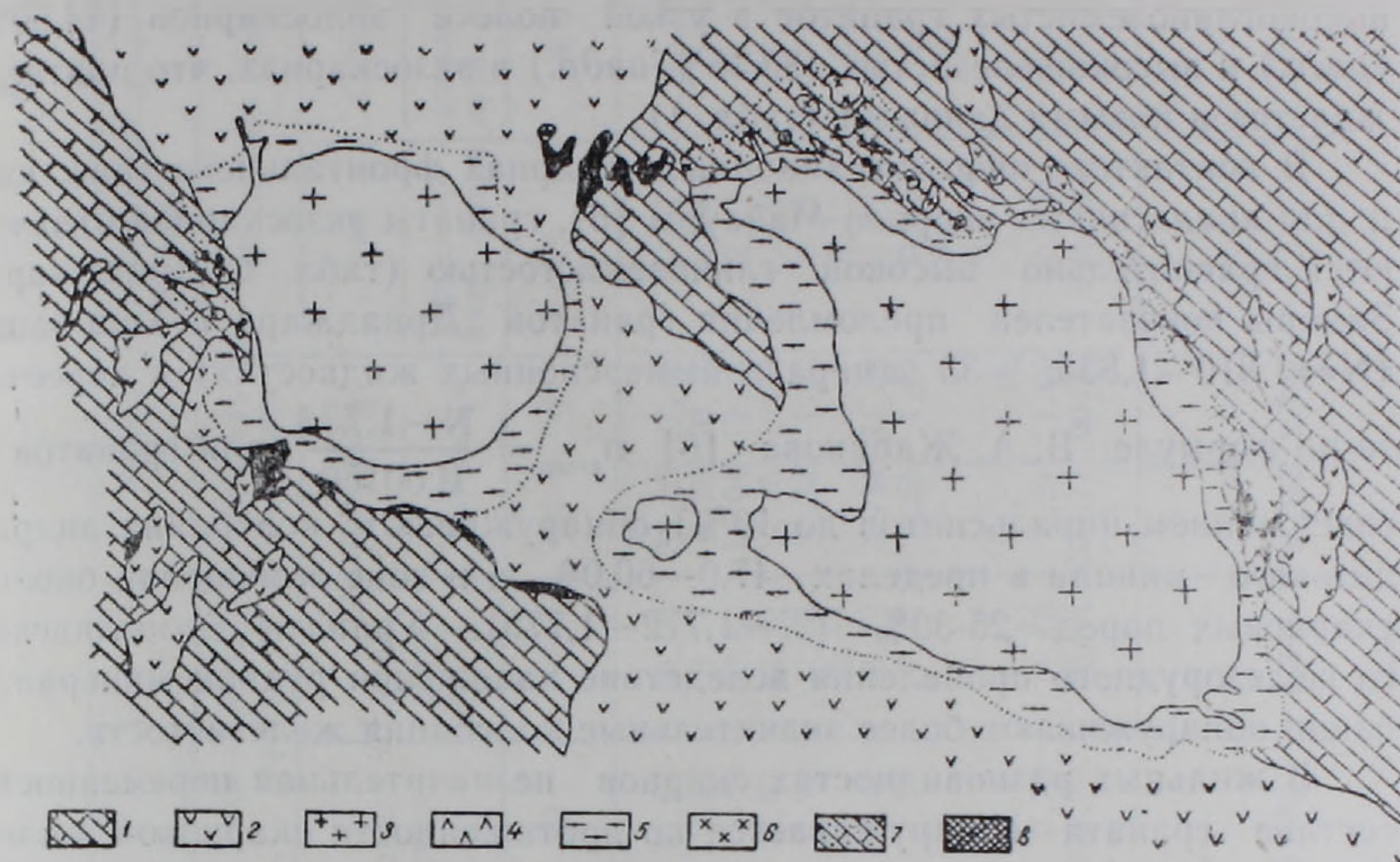


Рис. 3. Скарны Сурбкара. 1) пермь, известняки с прослоями доломитов; 2) андезито-базальтовые порфиры; 3) аплитовидные гранодиориты; 4) дайки диабазовых порфиритов; 5) амфиболовые апоэффузивные метасоматиты (метадiorиты, метагаббро, гериблендиты); 6) метасоматиты щелочного ряда (сиениты, кварцевые сиениты, щелочные сиениты); 7) везувиановые кальцифиры; 8) гранатсвый скарн.

Метасоматическая колонка контактово-инфильтрационных скарнов представлена аналогичным образом. В скарнах фронтального типа характерно значительное преобладание сопряженных экзоскарнов над эндоскарнами.

В жильных скарнах метасоматическая колонка от наружных к центральным зонам имеет следующий вид—волластонитовый скарн—(пироксеновый скарн)—гранатовый скарн; причем жильные скарны апоалюмосиликатной фации окаймлены пироксен-плагноклазовой околоскарновой зоной.

В скарнах всех разновидностей соотношение мощности гранатовой зоны к суммарной мощности скарнов колеблется в пределах 5,4—5,8:6.

Минеральный состав скарновых тел представлен ассоциацией собственно скарновых минералов—волластонита, пироксена, граната и наложенными на скарны в результате гидротермального рудообразования—эпидотом, хлоритом, актинолитом, кварцем, магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом, молибденитом, шеелитом. Поскольку скарны района представлены преимущественно гранатовыми породами (на 90—95%), изучение минерального состава их в основном сводилось к изучению минерального состава гранатов.

Согласно О. П. Гуюмджяну [3] гранаты биметасоматических разновидностей скарнов (Кефашен) характеризуются переменным составом и закономерным увеличением андрадитовой молекулы от эндо- к экзоскарнам и представлены главным образом промежуточными междуgrossуляром и андрадитом разностями (50—65% *андр*) с развитием

высокоглиноземистых гранатов в узкой полосе эндоскарнов (44,50% *гросс.*) и высокожелезистых (83,35% *андр.*) в экзоскарнах, что подтверждается и новыми данными (табл. 1).

В контактово-инфильтрационных скарнах фронтального типа, как и для аналогичных скарнов Майхуры [6], гранаты экзоскарнов отличаются сравнительно высокой глиноземистостью (табл. 1, Дрнаджар). Замеры показателей преломления гранатов Дрнаджара и Таш-баша ($N=1,810-1,835$; —33 замера в иммерсионных жидкостях) в пересчете по формуле В. А. Жарикова [6] $n_{андр} = \frac{N-1,735}{0,00160}$ (для гранатов с

содержанием пиральспитов до 10%) обнаруживают колебания андрадитового минала в пределах 47,0—60,0%, а в зоне замещения околоскарновых пород—25-30% ($N=1,772-1,778$). Гранаты Бозоглинского железорудного проявления вследствие наложения рудной минерализации обнаруживают более значительные колебания железистости.

В жильных разновидностях скарнов незначительная переменность состава граната обнаруживается по протяженности скарновой жилы; по данным замеров показателей преломления граната от 45 до 62% *андр.* ($N=1,800-1,826$).

В соответствии с выделенными на основании зависимости парагенезисов минералов от интенсивности параметров термодинамической системы В. А. Жарикова и Д. С. Коржинского (4, 5, 6, 8) фациями скарнов, исследованные О. П. Гуюмджяном [2, 3] скарны Кефашена, Сурбкара и Гехи отнесены к пироксен-гранат-волластонитовой температурной ступени (550—800°) волластонитовой фации глубинности, причем биметасоматические разности скарнов—к фации низкой или нормальной щелочности. Минеральный состав контактово-инфильтрационных скарновых тел, характер парагенезисов минералов определенных зон, в частности околоскарновой, в биметасоматических разностях позволяют отнести и остальные скарны бассейна р. Гехи к выделенным фациальным разновидностям. Сопоставление железистости ассоциирующих граната и пироксена в скарнах Кефашена ($f_{пир}/f_{гр.}=22/42$), Маралгетика (38/63), Таш-баша (25/53) позволяет по предложенному В. А. Жариковым [5] методу определить фацию кислотности скарнирующих растворов как пониженную ($Kp=0,15-0,6$).

Согласно В. А. Жарикову [5] зона интенсивной циркуляции растворов характеризуется высокой активностью железа, в связи с чем выделяются центральные—салитовая, геденбергитовая, андрадитовая фации и фланговые—волластонитовая и диопсидовая. Наличие геденбергитовой фации в скарнах бассейна р. Гехи не установлено; наиболее широкое распространение получили породы андрадитовой фации.

Для всех разновидностей скарнов (жильных, контактовых и др.) отмечается однотипность развития метасоматических структур на флангах замещения передовых зон тыловыми. Так, для гранатовой зоны характерны автоморфные типы структур (пойкилогломеробластовая, порфиробластовая, гломеробластовая), монокопления и монопрожилочки,

Химический состав гранатов

Окислы	Биметасоматические скарны											Контактово-инфильтрационные скарны			
	К е ф а ш е н						Гехи		Анкасар	Гехи — (Кочадара)		Фронтального типа		Жильного типа	
	эндо-скарн	эндо-скарн	эндо-скарн	эндо-скарн	экзо-скарн	экзо-скарн	эндо-скарн	экзо-скарн	эндо-скарн	эндо-скарн	эндо-скарн	Дриаджар		Гехи	Сурбкар
												экзоскарн		апосиликатн. фация	апокарбонатн. фация
	5	6	7	30	8	11	73	35	104	92	93	96	97	25	406
SiO_2	36,54	36,50	31,24	37,24	36,70	36,06	36,10	34,08	34,45	36,64	35,02	36,26	37,06	37,62	35,78
TiO_2	0,24	0,36	0,36	—	0,36	0,12	0,84	0,24	0,24	0,72	0,72	0,96	0,39	0,04	1,00
Al_2O_3	17,81	16,94	16,22	15,65	11,24	3,28	13,31	6,21	14,71	15,38	12,63	15,04	12,71	12,07	14,37
Fe_2O_3	9,38	6,20	9,83	13,50	15,43	28,14	17,87	25,14	12,94	9,87	12,32	12,65	12,58	16,09	10,25
FeO	1,28	1,60	1,60	1,20	1,60	0,96	1,92	0,96	0,96	1,92	2,23	0,32	1,28	0,28	1,98
MgO	—	0,38	0,45	0,63	0,29	—	—	0,35	0,64	—	0,38	—	—	0,15	0,22
CaO	33,38	34,48	25,11	28,87	32,81	30,98	33,12	32,44	33,32	33,44	33,32	32,34	34,04	33,02	34,88
MnO	2,05	0,96	1,81	1,06	1,65	0,74	1,27	0,27	2,81	2,01	2,06	1,56	1,63	0,44	1,85
Na_2O	—	—	—	0,17	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—	0,3	0,04
K_2O	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
п.п.п.	—	1,16	0,48	1,32	0,92	0,36	0,44	1,00	0,34	0,72	1,76	1,24	1,00	0,59	0,40
Σ	100,68	100,60	100,54	99,67	100,56	100,64	100,50	100,69	100,61	100,70	100,44	100,77	100,75	100,66	99,77
N показ. прелом.	1,770	1,772	1,780	1,803	1,795	—	1,809	—	1,779	1,782	1,795	1,790	1,793	—	1,786

Аналитик Н. Иванян (ИГН АН Арм. ССР).

Кристаллохимические формулы

5.	$(Mg_{0,23}Ca_{2,76}Fe_{0,08}^{2+})_{3,07}(Al_{1,75}Fe_{0,54}^{3+})_{1,95}(Si_{2,82}Al_{0,17}Ti_{0,01})_{3,00} \cdot O_{2,00}$	65,95% грос + 21,72% андр + 5,88% пир + 2,35% альм
6.	$(Mg_{0,11}Ca_{2,90}Fe_{0,10}^{2+}Mn_{0,02})_{3,13}(Al_{1,42}Fe_{0,48}^{3+})_{1,91}(Si_{2,84}Al_{0,14}Ti_{0,02})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	67,97% грос + 24,27% андр + 37,8% пир + 3,0% альм + 0,9% сп
7.	$(Mg_{0,19}Ca_{2,83}Mn_{0,02})_{3,12}(Al_{1,35}Fe_{0,56}^{3+})_{1,91}(Si_{2,85}Al_{0,13}Ti_{0,02})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	61,2% грос + 28,6 андр + 6,2 пир + 2,95% альм + 0,9% сп
80.	$(Mg_{0,11}Ca_{2,46}Fe_{0,08}^{2+}Mn_{0,15})_{2,72}(Al_{1,47}Fe_{0,80}^{3+})_{2,29}(Si_{2,56}Al_{0,04})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	52,6% грос + 42,1% андр + 4,2% пир + 1,3 альм + 0,9% сп
8.	$(Mg_{0,19}Ca_{2,85}Fe_{0,10}^{2+}Mn_{0,02})_{3,16}(Al_{1,06}Fe_{0,80}^{2+})_{1,86}(Si_{2,97}Al_{0,01}Ti_{0,02})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	50,5% грос + 40,1% андр + 6,7% пир + 1,9% альм + 0,8% сп
11.	$(Mg_{0,10}Ca_{2,75}Fe_{0,07})_{2,92}(Al_{0,32}Fe_{1,75}^{3+})_{2,07}(Si_{2,99}Ti_{0,01}) \cdot O_{3,00} \cdot O_{12,00}$	27,5% грос + 72,5% андр + 2,4% пир + 2,2% альм
73.	$(Mg_{0,14}Ca_{2,78}Fe_{0,12}^{2+})_{3,04}(Al_{1,18}Fe_{0,89}^{3+})_{1,97}(Ti_{2,82}Al_{0,13}Ti_{0,05})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	41,3% грос + 48,8% андр + 4,9% пир + 5,0% альм
35.	$(Mg_{0,13}Ca_{2,55}Fe_{0,16}^{2+}Mn_{0,02})_{3,06}(Al_{0,57}Fe_{1,37}^{3+})_{1,94}(Si_{2,56}Ti_{0,01})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	26,7% грос + 69,8% андр + 1,0% пир + 2,5% альм
104.	$(Mg_{0,33}Ca_{2,86}Fe_{0,16}^{2+}Mn_{0,02})_{3,27}(Al_{1,17}Fe_{0,65}^{3+})_{1,81}(Si_{2,77}Al_{0,22}Ti_{0,01})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	60,5% грос + 27,6% андр + 9,0% пир + 1,9% альм + 1,0% сп
52.	$(Mg_{0,21}Ca_{2,82}Fe_{0,12}^{2+})_{3,15}(Al_{1,37}Fe_{0,50}^{3+})_{1,87}(Si_{2,90}Al_{0,06}Ti_{0,04})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	58,9% грос + 28,8% андр + 7,5 пир + 4,8% альм
93.	$(Mg_{0,23}Ca_{2,87}Fe_{0,14}^{2+}Mn_{0,02})_{3,26}(Al_{1,06}Fe_{0,73}^{3+})_{1,79}(Si_{2,83}Al_{0,13}Ti_{0,04})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	50,6% грос + 36,5% андр + 7,1% пир + 4,8% альм + 1,0% сп
96.	$(Mg_{0,19}Ca_{2,77}Fe_{0,02}^{2+})_{2,98}(Al_{1,37}Fe_{0,65}^{3+})_{2,02}(Si_{2,90}Al_{0,04}Ti_{0,06})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	58,0% грос + 36,7% андр + 4,3% пир + 1,0% альм
97.	$(Mg_{0,19}Ca_{2,52}Fe_{0,08}^{2+})_{3,19}(Al_{1,20}Fe_{0,64}^{3+})_{1,84}(Si_{2,53}Ti_{0,02})_{2,00} \cdot O_{12,00}$	55,9% грос + 34,9% андр + 7,7% пир + 2,1% альм
25.	$(Mg_{0,14}Ca_{2,79}Fe_{0,12}^{2+}Mn_{0,01})_{2,96}(Al_{1,18}Fe_{0,96}^{3+})_{2,04}(Si_{3,98}Al_{0,05}Ti_{0,05})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	4,0% грос + 52,1% андр + 1,1% пир + 1,1% альм + 0,7% сп
406.	$(Mg_{0,20}Ca_{2,90}Fe_{0,12}^{2+}Mn_{0,01})_{3,23}(Al_{1,21}Fe_{0,60}^{3+})_{1,80}(Si_{2,82}Al_{0,03}Ti_{0,05})_{3,00} \cdot O_{12,00}$	46,9% грос + 39,8% андр + 7,5% пир + 4,5% альм + 1,3% сп

что обусловлено инфильтрационным типом замещения: пироксеновой зоне более присущи псевдоморфные структуры избирательного замещения (диабластовые, пойкилобластовые, «зерно в зерно», агрегатное мономинеральное замещение) при преобладающей роли диффузионного метасоматоза.

Приуроченность скарновых тел к образованиям единого тектоно-магматического цикла, их морфология, мономинеральность скарновых реакционных зон, свидетельствующая о подвижности главных пороодообразующих компонентов, морфология граничащих поверхностей отдельных скарновых зон, минеральная ассоциация скарновых тел с характерной определенностью структуры, связывающей эти минералы в определенные этапы скарнообразования, однотипность развития метасоматической колонки различных морфогенетических разновидностей скарнов с четко выраженной тенденцией зарастания колонки зоной гранатового скарна и с андрадитизацией в биметасоматических разностях, наличие определенных «сквозных» элементов (*Ge* и *Sn*) во всех разновидностях скарнов, независимо от их содержания во вмещающих породах, приводят к выводу о генетическом единстве скарновых образований и значительной роли инфильтрационного привноса вещества не только в контактово-инфильтрационных, но и в биметасоматических разновидностях скарнов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 19.III.1976.

Մ. Ա. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԳԵՂԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԿՐԱՅԻՆ ՍԿԱՌՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԵՎ ԾԱԴՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում բերվում են Գեղի գետի ավազանի սկառների ուսումնասիրման արդյունքները:

Ըստ առաջացման մեխանիզմի առանձնացվում են բիմետասոմատիկ սկառներ, որոնք հարում են ինտրուզիվ ապարներին (Քեֆաշեն, Հանքասար, Մարալ-գետիկ, Սուխան), անդեզիտա-բազալտային պորֆիրիտներին (Դրնաջար), դայկաներին (Գեղի, Դարմազուր, Փեյհան), կոնտակտ-ինֆիլտրացիոն ֆրոնտալ սկառներ (Դրնաջար, Բոզ-օղլի, Սուրբքար) և երակային էնդո- (Գեղի) և էկզոսկառներ (Սուրբքար):

Անկախ սկառների առաջացման մեխանիզմից, սկառային մարմինների համար բնորոշ են հետևյալ ընդհանուր գծերը՝ մետասոմատիկ սյունակի միատեսակություն, հաստատուն միներալային ասոցիացիա, որոշակի «անցողիկ» տարրերի առկայություն բոլոր տեսակի սկառներում, որը վկայում է նրանց ծագումնային միասնության և նյութի նշանակալի ինֆիլտրացիոն ներհոսքի մասին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арапов Ю. А. Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, № 2, 1946.
2. Гююмджян О. П. Известковые биметасоматические скарны Западного Баргушата. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVII, № 2, 1974.
3. Гююмджян О. П. Минеральный состав скарнов бассейна р. Гехи. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVII, № 5, 1974.
4. Жариков В. А. Геология и метасоматические процессы скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
5. Жариков В. А. Парагенезисы известковых скарнов. В кн. «Проблемы метасоматизма». «Недра», М., 1970.
6. Жариков В. А., Д. К. Власова. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, М., 1961.
7. Конюшевский Л. К. Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветпольской губернии. Матер. для геологии Кавказа, сер. 3, кн. 10, 1911.
8. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, М., 1955.
9. Магакьян Н. Г., Ароян-Наишвили В. Х. Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Известия АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств., и техн. наук, № 10, 1946.
10. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
11. Пиджян Г. О. О гранатах бассейна р. Гехи. Известия АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, № 4, 1952.
12. Татевосян Т. Ш. Интрузивные породы Баргушатского хребта. «Геология Армянской ССР», т. III, «Петрография». Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1966.

УДК 549.31.32+550.42

М. Г. ДОБРОВОЛЬСКАЯ, А. А. КОДЖОЯН, Р. В. КОРТМАН

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД ШАУМЯНСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Кафанский рудный район, в котором сосредоточены многочисленные рудопроявления и месторождения, в том числе и Шаумянское, представляет большой интерес в связи с его перспективностью на ряд важных металлов. Шаумянское месторождение отличается от других известных в районе месторождений, поэтому изучение его геолого-минералогических особенностей, а также геохимии руд имеет важное значение для понимания генезиса месторождения и комплексного извлечения полезных компонентов.

Вопросы геологического строения, структуры и околорудного изменения пород освещены в работах [1, 2, 5].

Рудные тела локализуются в трещинах оперения основных рудоконтролирующих структур и представляют собой кварц-сульфидные жилы выполнения преимущественно близширотного простирания. Распределение рудных скоплений в жилах неравномерно, жильные минералы и сульфиды наблюдаются в переменных количествах, но в большинстве случаев преобладают кварц и карбонаты.

Минеральный состав руд

Рудные жилы состоят в основном из кварца, карбоната, сфалерита, пирита, халькопирита. В подчиненном количестве присутствуют галенит, блеклая руда, флюорит. Характерными для руд месторождения являются минералы теллура, встречающиеся в небольших количествах, относительно мелких, но распространенных выделениях [3—6].

Структурные условия локализации рудных жил и характер выполнения полостей обусловили многообразие текстур руд. Наиболее распространены крустификационные, крустификационно-полосчатые, симметрично-полосчатые и пятнистые текстуры. Вкрапленные текстуры редки и характеризуются образованием рассеянного пирита в массе жильного кварца и среди измененных пород на контакте с жилами.

Текстурно-структурные особенности руд и соотношения минеральных агрегатов позволяют выделить следующие парагенетические минеральные ассоциации: кварц-пиритовую, пирит-халькопиритовую, галенит-сфалеритовую с золстом и теллуридами, кварц-кальцитовую.

Ранняя кварц-пиритовая ассоциация имеет повсеместное развитие. Она представлена средне- и крупнозернистым кварцем, в промежутках

зерен которого наблюдается пирит. К ранним образованиям пирита можно отнести выделения его в виде метакристаллов в интенсивно окварцованных породах.

Пирит-халькопиритовая ассоциация в виде вкраплений и тонких прожилков наблюдается среди кварц-пиритовых агрегатов. Для халькопирита типичны относительно крупные обособления, содержащие своеобразные колломорфные образования пирита (рис. 1). Происхождение

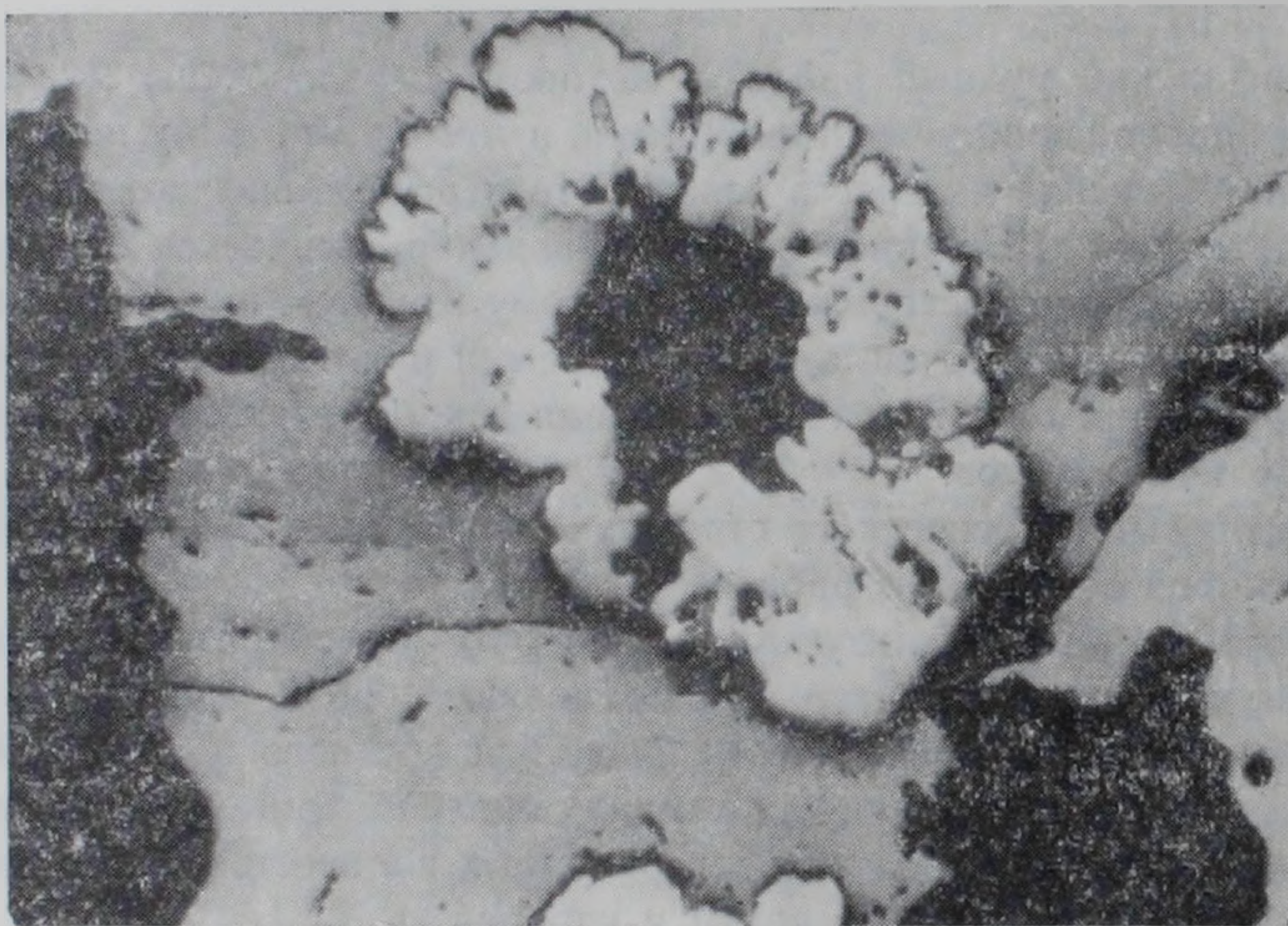


Рис. 1. Колломорфный пирит (белое) в массе халькопирита I (светло-серое). Темное—кварц. Полированный шлиф. Увел. 90.

такого пирита не совсем ясно. Либо это реликты раннего колломорфного пирита, интенсивно замещенного халькопиритом, о чем свидетельствуют тончайшие срастания этих двух минералов, либо округлые выделения пирита возникли в результате замещения и переотложения раннего дисульфида железа. Об интенсивном процессе замещения ранних кварц-пиритовых агрегатов халькопиритом свидетельствуют признаки дробления, цементации и залечивания трещин в кварце и пирите халькопиритом (рис. 2), а также коррозия и переотложение ранних минералов.

Галенит-сфалеритовая ассоциация имеет широкое развитие в рудах месторождения. Доминирует в данной ассоциации сфалерит; галенит, халькопирит и тетраэдрит отмечаются в подчиненном количестве. Для сфалерита характерны крупнозернистые агрегаты, иногда встречаются зональные разноокрашенные кристаллы. Сфалерит насыщен эмульсиевидными включениями халькопирита, часто сконцентрированными вдоль границ с другими минералами (рис. 3). Локально галенит и сфалерит раздроблены и замещены более поздними кварцем и кальцитом. Обычно галенит и сфалерит образуют ровные границы сраста-



Рис. 2. Раздробленный пирит (белое), залеченный прожилками сфалерита (серое), халькопирита (светло-серое) и кварца (темное). Полированный шлиф. Увел. 165.



Рис. 3. Характер замещения сфалерита (серое) кварцем (темное) и халькопиритом II (светлое). Эмульсиевидная вкрапленность халькопирита концентрируется по границе сфалерита и замещающих его минералов. Полированный шлиф. Увел. 165.

ния без заметных признаков коррозии. Однако наблюдается галенит, выполняющий трещины и промежутки между зернами в сфалерите, а также в виде своеобразных кайм, обрастающих сфалерит. Сюда же от-

носятся основная масса тетраэдрита и теллуриды. Среди теллуридов отмечаются алтаит, гессит, петцит, теллуровисмутит, а также теллуриды золота. Самородное золото встречается редко, но его связь с данной ассоциацией несомненна. Халькопирит и блеклая руда в описываемой ассоциации являются более поздними по отношению к сфалериту, о чем свидетельствуют признаки замещения сфалерита, цементация его дробленных зерен поздними сульфидами, перераспределение и укрупнение эмульсивидной вкрапленности халькопирита в сфалерите вследствие перекристаллизации последнего.

Самородное золото и теллуриды обычно сосредоточены в массе относительно крупных обособлений халькопирита, равновесного со сфалеритом, иногда по границе этих минералов или в трещинках сфалерита, галенита и тетраэдрита (рис. 4). Нередко выделения теллуридов представлены не одним, а несколькими минеральными видами, среди которых наиболее распространены гессит, алтаит, реже встречаются теллуровисмутит и петцит. Приуроченность теллуридов свинца, серебра, висмута, золота и более сложного, многокомпонентного состава к трещинкам, пустоткам, границам зерен главных рудовмещающих минералов указывает на их более позднюю кристаллизацию в процессе рудоотложения.



Рис. 4. Характер выделения—включения и прожилковидные образования теллуридов свинца (светлое) и серебра (серое) в массе халькопирита (светло-серое) и сфалерита (темное). Полированный шлиф. Увел. 165.

Кварц-кальцитовая ассоциация имеет широкое развитие. Она завершает минералообразование и проявлена в виде различной мощности прожилков, секущих сульфидные агрегаты, а также обособлений в центральной части жил. Кварц и кальцит цементируют раздробленные

агрегаты пирита, сфалерита, халькопирита и других сульфидов. В кальцитовых жилах часто встречаются гнезда флюорита и жеоды, выполненные друзами кварца.

В поздних кварц-кальцитовых образованиях иногда встречаются переотложенные сфалерит, галенит, халькопирит, реже блеклая руда. Перечисленные сульфиды образуют мелкие вкрапления среди кальцита и кварца.

Распределение элементов-примесей в рудообразующих минералах

На основании более 120 количественных спектральных анализов и единичных химических анализов, выполненных с помощью рентгено-спектрального микроанализатора, получены данные по распределению редких и рассеянных элементов в пирите, сфалерите, халькопирите, галените и теллуридах. Наибольшее количество анализов характеризует состав обогащенных фракций сфалерита, меньшее—халькопирита. Состав теллуридов изучался с помощью рентгеноспектрального микроанализатора в процессе диагностики данной минеральной группы [3]. В результате проведенных исследований выяснилось, что для руд Шаумянского месторождения характерен разнообразный спектр элементов-примесей. При этом каждый рудообразующий сульфид практически содержит весь установленный спектр примесей, но содержания их резко различаются. Средние содержания элементов-примесей в главных рудообразующих минералах (табл. 1) показывают, что основным концентратом таких редких элементов, как золото, серебро, теллур, германий, галлий является главным образом сфалерит и в меньшей степени халькопирит. Следует особо отметить обогащенность сфалерита кадмием. Сурьма, висмут, медь, теллур и частично серебро присутствуют в заметных количествах и в галените. В алтаите обнаружены висмут, серебро, медь соответственно 1,79; 0,41; 0,09 вес. %, в теллуrowисмутите—Ag и Cu—первые десятые доли процента и ~ 1 вес. % Pb. Примерно в таких же количествах отмечается медь и в петците. Зараженность медью теллуридов и поздних генераций галенита является характерной особенностью руд месторождения. По-видимому, это объясняется тем, что указанные минералы встречаются главным образом в халькопирите и заимствуют часть меди при его замещении.

Рассмотрим распределение и количественные соотношения редких и рассеянных элементов в главных рудообразующих минералах.

П и р и т. Наиболее детально изучен пирит жилы 4. Независимо от принадлежности к той или иной жиле пирит характеризуется одним и тем же набором главных элементов-примесей, содержания которых неодинаковые в различных рудных телах. В пирите отмечаются *Mn, Ni, Co, Ti, V, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd, In, Te*. Почти во всех пробах (исключение представляют единичные анализы) присутствуют *Mo, Sn, Ge, Ga, Au* и только в трех анализах обнаружен таллий. Нахождение в пирите *Pb, Cu* и *Zn*, соответственно в среднем 0,09, 1,37 и

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей в главных рудообразующих минералах
(по данным количественных спектральных анализов*)

Элементы	Пирит	Халькопирит	Сфалерит	Галенит
	ч и с л о п р о б			
	11	38	17	7
<i>Mn</i>	0,022	0,025	0,155	0,049
<i>Fe</i>	—	—	0,906	0,042
<i>Ni</i>	0,003	0,0019	0,0005	0,0008
<i>Co</i>	0,005	0,0028	0,0033	0,0007
<i>Mo</i>	0,003	0,0034	0,0005	0,0015
<i>Sb</i>	0,010	0,103	0,053	0,028
<i>As</i>	0,116	0,246	0,056	0,017
<i>Bi</i>	0,003	0,003	0,0016	0,009
<i>Ag</i>	0,014	0,040	0,188	0,071
<i>Cu</i>	1,369	—	0,706	0,134
<i>Pb</i>	0,087	0,464	0,923	—
<i>Zn</i>	1,414	2,432	—	0,832
<i>Cd</i>	0,016	0,016	0,548	0,042
<i>Sn</i>	0,118	0,076	0,004	0,001
<i>In</i>	0,047	0,043	0,008	0,002
<i>Ga</i>	0,0009	0,0009	0,040	0,0008
<i>Ge</i>	0,0011	0,003	0,004	0,0004
<i>Te</i>	0,028	0,105	0,129	0,126
<i>Hg</i>	—	0,009	0,0019	0,002
<i>Au</i>	0,0014	0,007	0,0112	0,007

* Анализы выполнены в спектральных лабораториях ИГЕМ АН СССР Р. В. Кортман и ИГН АН Арм. ССР М. Я. Мартиросяном.

1,41% связано с наличием минеральных примесей галенита, халькопирита и сфалерита, образующих с ним тонкие сростания.

Содержания *Ni* и *Co* практически постоянны—0,002-0,004 и 0,003-0,007%. Лишь в одной пробе пирита (жила 11) содержание кобальта—0,012%. В этой же пробе содержание ванадия на порядок выше (0,0016%), чем в остальных образцах (0,0003%).

Несколько большие количества серебра (до 0,035%) и золота (до 0,0047%) отмечаются в пирите из жил 3 и 11 по сравнению с жилой 4, где пирит содержит *Ag* от 17 до 280 г/т, *Au*—от 3,5 до 17 г/т. Содержания теллура при этом практически постоянны—0,03%, редко 0,009 и 0,05%. Пирит из рудной жилы 3 характеризуется более высоким содержанием олова—0,3-0,9%, вместо 0,0006—0,0009% в других рудных телах. Возможно это обусловлено присутствием самостоятельных оловосодержащих минералов. Мышьяк и висмут распределяются относительно равномерно и количества их не превышают первых десятых (*Ag*) и тысячных (*Bi*) долей процентов. Содержания сурьмы варьируют от 0,0045 до 0,022%.

В целом четкой корреляции между отдельными элементами не наблюдается, так как часть элементов-примесей присутствует изоморфно, а другая— в виде минеральных включений. Безусловно, что никель, ко-

балът, мышьяк. и молибден, исходя из средних содержаний, относятся к собственно пиритовым примесям, так как пирит является их главным концентратом. Остальной спектр элементов (сурьма, висмут, медь, кадмий, серебро, теллур и др.) частично, видимо, связан с минералами-включениями, но не исключено и их изоморфное вхождение. Отдельные пробы показывают очень высокие содержания олова (0,9%) и индия (до 0,3%), что скорее всего обусловлено примесями станнина.

Халькопирит характеризуется более высокими, чем в пирите, содержаниями висмута, кадмия, индия, олова, серебра, теллура, золота. Следует отметить, что распределение серебра в халькопирите крайне неравномерно как по простиранию рудной жилы, так и по ее падению. На нижнем горизонте серебро наблюдается в постоянных (0,03%), но относительно меньших количествах, чем на верхнем горизонте, где только по жиле II оно варьирует от 0,004 до 0,15% (среднее 0,052%). Заметно выше содержание теллура (до 0,3%) в халькопирите, чем в пирите, с глубиной содержание теллура так же, как и серебра падает. Это, по-видимому, можно объяснить тем, что на глубине теллуриды, как минералы-включения в халькопирите, имеют меньшее развитие. Халькопирит существенно обогащен мышьяком и сурьмой, средние содержания которых соответственно 0,25; 0,10%. Наличие этих примесей можно объяснить срастанием его с блеклыми рудами, преимущественно с теннантитом.

На порядок, иногда на два порядка выше содержание золота в халькопирите по сравнению с пиритом. Каких-либо закономерностей поведения золота с глубиной выявить не удалось, возможно в связи с неравноценным количеством анализов с верхнего и нижнего горизонтов.

Полуколичественные спектральные анализы халькопирита, выполненные в ИГЕМ, показали присутствие в нем индия—тысячные и бора—десятитысячные доли процента.

Следует подчеркнуть неравномерное распределение олова и индия в халькопирите. Высокие содержания указанных элементов (до 0,7 Sn и 0,24 In) так же, как и в случае пирита, характерны для проб, взятых по жиле 3. В этих пробах содержания Sn и In на порядок выше средних.

Сфалерит изучен наиболее детально. Состав сфалерита из различных рудных тел неодинаков. Спектральные анализы позволили выявить ряд типоморфных особенностей его в рудах Шаумянского месторождения. К главным типоморфным признакам следует отнести прежде всего маложелезистость и высокую кадмиеносность шаумянского сфалерита. Среднее содержание железа менее одного процента, среднее—кадмия более 0,5%, отдельные пробы показали 1% и выше. Чрезвычайно интересной особенностью сфалерита является его обогащенность галлием и германием (средние значения Ga—0,40; Ge—0,004%). Наибольшие количества серебра, золота и теллура также наблюдаются в сфалерите (табл. 1).

Анализ распределения главных элементов-примесей в сфалерите из различных рудных тел позволил выявить следующие закономерности:

ти. Наиболее высокие содержания кадмия ($\sim 1\%$) обнаружены в сфалерите из жилы 11. В этих же пробах фиксируются повышенные содержания трех элементов: серебра, золота, теллура и чрезвычайно высокие ($> 2\%$, иногда $\sim 5\%$) — меди. Учитывая, что анализы показывают более $1,5\%$ железа, можно предположить, что пробы содержат значительное количество халькопирита в виде минеральной примеси. В пределах средних значений ($0,04\%$) и несколько выше в сфалерите присутствует галлий. В остальных же рудных телах содержание галлия в сфалерите немного ниже или равно средним значениям. Следует отметить, так же, что количество теллура и серебра в сфалерите с глубиной сохраняется, содержание золота — уменьшается.

В целом, исходя из средних содержаний главных элементов-примесей, сфалерит наиболее богат такими элементами, как золото, ртуть, теллур, германий, галлий, кадмий, серебро. Не исключено, что необычно высокие содержания кадмия и галлия в сфалерите возможно связаны с редкими минеральными формами (например, гринокит или сульфид галлия). Присутствие золота, серебра, теллура безусловно связано с включениями теллуридов. Остальные элементы-примеси (*Hg*, *Ge* и др.) следует отнести к изоморфным.

В отдельных пробах сфалерита, взятых из рудной жилы 11, был определен селен (аналитик Сидельникова, лаборатория ИГЕМ). Среднее содержание селена в сфалерите — $8 \cdot 10^{-4} \%$. В одной пробе содержание *Se* достигает $1,95 \cdot 10^{-3} \%$. Обнаружение селена в сфалерите Шаумянского месторождения в таких количествах позволяет предположить значительные его накопления в продуктах поздних ассоциаций, в частности в галените, поскольку последний является его основным концентратом. В одном из образцов галенита, образующего срастания с алтаитом из руд Кафанского месторождения по данным Цепина А. И. (лаборатория ИГЕМ) обнаружено $0,42\%$ селена, который отмечался ранее [3].

Галенит относится к сравнительно мало распространенным минералам, поэтому число анализируемых образцов невелико. Однако имеющиеся анализы позволяют говорить об особенностях его состава. Все пробы галенита обогащены медью, видимо, за счет замещения халькопирита. К главным элементам-примесям следует отнести серебро, висмут, кадмий, теллур. Анализы галенита показали необычно высокие содержания в нем кадмия (в среднем — $0,42\%$). При этом не всегда отчетлива корреляция между кадмием и цинком (если предположить, что *Cd* за счет включений сфалерита), поэтому есть все основания отнести *Cd* к изоморфной примеси галенита. Присутствие серебра, висмута и теллура, по-видимому, связано с наличием мелких включений теллуридов в галените. В нем отмечаются сурьма и мышьяк (соответственно в среднем $0,028$ и $0,017\%$), но содержания их ниже чем в сфалерите и еще ниже, чем в халькопирите. Поэтому трудно сказать, связаны ли эти элементы с включениями блеклой руды или присущи самому галениту.

З а к л ю ч е н и е

Рассматривая закономерности распределения элементов-примесей, обнаруженных в обогащенных фракциях главных рудообразующих минералов и полагая, что пирит, халькопирит, сфалерит и галенит последовательно кристаллизуются из растворов, можно сделать следующие выводы. В ранние периоды рудоотложения раствор был существенно обогащен железом, вследствие чего отлагались значительные массы пирита и возможно оловосодержащие минералы, поскольку содержание олова в пирите сравнительно высокое (табл. 1). Ряд элементов-примесей (*Co, Ni, Mo*, частично *Cu, As, Au*) изоморфно входит в состав пирита, а *In*, по-видимому, связан с оловосодержащими минералами. Остальные элементы (*Mn, Bi, Sb, Ag, Pb, Zn, Cd, Ge, Ga, Te*) не типичны для пирита, и присутствие их объясняется загрязнением проб включениями различных по составу минералов.

Последующий период рудоотложения характеризуется накоплением медьсодержащих минералов—халькопирита и блеклых руд. Халькопирит обогащен сурьмой, мышьяком, цинком за счет срастания с блеклыми рудами и сфалеритом. Содержание в нем олова и индия так же высоко, как и в пирите, поэтому возможно, что и в этот период олово присутствовало в растворах.

Резко меняется состав рудообразующих растворов в поздние периоды, в течение которых кристаллизовались сфалерит и галенит. Для данного периода характерно накопление марганца, серебра, теллура, кадмия, галлия, германия, золота. Главным концентратом указанных элементов является сфалерит, но существенны содержания их и в галените. Наличие в сфалерите и галените меди, железа, мышьяка, сурьмы, по всей вероятности, связано с включениями минералов-примесей.

Широкий спектр элементов-примесей в рудах Шаумянского месторождения и относительно высокие содержания серебра, теллура, возможно селена, кадмия, олова, индия, галлия представляют интерес для комплексного использования руд.

ИГЕМ АН СССР.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 2.IV.1976.

Ե. Դ. ԴՈՐՈՎՈՒԿԱՅԱ, Ա. Հ. ԿՈՋՈՅԱՆ, Բ. Վ. ԿՈՐՏՄԱՆ

ՇԱՀՈՒՄՅԱՆԻ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԿԱՅԻՆ
ԿԱԶՄԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՄԵՋ ՀԱԶՎԱԴՅՈՒՏ ԵՎ ՅՐՎԱԾ ՏԱՐՐԵՐԻ
ՏԵՂԱՔԱՇԽՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում բերվում է հանքանյութերի միներալային կազմի նկարագրությունը, նշվում է, որ հանքավայրի հանքանյութերի համար բնորոշ են տելուրի միներալները, որոնք հանդիպում են ոչ մեծ քանակություներով, համեմա-

տաքար փոքր, բայց լայն տարածում ունեցող անջատումների ձևով: Նկարագրվում են միներալային պարագենետիկ ասոցիացիաները և նրանց փոխհարաբերությունները:

Քանակական սպեկտրալ անալիզի արդյունքների հիման վրա քննարկվում են հապվագյուտ և ցրված տաքերի տեղաբաշխման օրինաչափությունները գլխավոր հանքառաջացող միներալներում:

Շահումյանի հանքավայրի հանքանյութերում խառնուրդ-տարրերի լայն սպեկտրը և տելուրի, կադմիումի, անագի համեմատաբար բարձր պարունակությունները հետաքրքրություն են ներկայացնում հանքանյութերի կոմպլեքս օգտագործման համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян Л. С., Амбарцумян Г. А. Особенности структуры Шаумянского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
2. Ачикгезян С. О. Об околожильных изменениях рудовмещающих кварцевых андезит-дацитов на Шаумянском золото-полиметаллическом месторождении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1975.
3. Добровольская М. Г., Коджоян А. А., Цепин А. И. Теллуриды в рудах Шаумянского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1974.
4. Зарьян Р. Н. Формы нахождения селена и теллура в рудах Кафанского месторождения. Геохимия, № 3, 1962.
5. Зограбян С. А. Эксплозивные брекчии кварцевых андезит-дацитов Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1971.
6. Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Пароникян В. О., Зарьян Р. Н., Меликсетян Б. М., Акопян А. Г. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
7. Хачатурян Э. А. Алтант и петцит в рудах Кафанского месторождения. ДАН Арм. ССР, т. XXVI, № 3, 1958.

УДК 553.061.11.

Р. Б. ЯДОЯН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕПРЕССИИ КАК СПЕЦИФИЧЕСКИЕ
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Планомерное изучение гидрогеологических условий подвижных горно-складчатых регионов, проводимое в СССР, дает обширный материал, свидетельствующий о многообразии форм питания, движения и проявления подземных вод в пределах этих сложнопостроенных территорий.

Особого интереса здесь заслуживают такие специфические структуры, как малоамплитудные тектонические депрессии, имеющие ограниченные площади, но играющие весьма важное, а порой и определяющее влияние на формирование важнейших гидрогеологических черт крупных территорий. Это обстоятельство, наряду с фактом весьма широкого развития структур наложенных тектонических впадин в горно-складчатых регионах делает в данном случае проблему изучения подземных вод особенно интересной и многообещающей. Интерес к названным структурам подчеркивается и столь характерными проявлениями как глубокие минеральные воды, весьма часто локализующиеся в пределах тектонических зон таких впадин. Достаточно указать на крупные территории Забайкалья, Прибайкалья, Монголии, Приморья, Кавказа, где именно в пределах тектонических депрессий наиболее широко проявляются подземные минеральные воды глубокой циркуляции.

С учетом отмеченной приуроченности выходов ценных минеральных вод к тектоническим впадинам, целесообразно кратко рассмотреть общие геолого-гидрогеологические черты таких сооружений, определяющие специфику формирования и локализации отдельных месторождений этого полезного ископаемого. Как показывает изучение ряда тектонических впадин, по своим структурным особенностям они в большинстве случаев относятся к сооружениям грабенообразного типа, т. е. характеризуются резкими границами тектонической природы.

Вдоль таких шовных зон центральные части впадин бывают сброшены с амплитудами до нескольких сотен метров, что обуславливает, в последующем, накопление разнообразных, преимущественно рыхло-обломочных толщ.

Весьма характерным является и то, что фундамент таких впадин бывает расколот на множество самостоятельных блоков, разобщенных системами разрывных дислокаций, имеющих обычно сбросовую природу. Амплитуды перемещений отдельных блоков различны, что в процессе разведочных работ создает определенные сложности в прослеживании трещинных водоносных каналов. В некоторых случаях отдельные

блоки разобщают тектоническую впадину на цепочки изолированных ячеек-микровпадин.

Следует отметить, что наложенные впадины рассматриваемого типа имеют сравнительно недавнюю историю заложения и редко датируются возрастом более ранним, чем меловое время. Так для большинства подобных структур Прибайкалья возраст рыхлообломочного заполнителя впадин датируется от мела и выше, в Забайкалье—юра, мел, четвертичный, в Приморье—неоген, на Кавказе—неоген, четвертичный и т. д.

Это обстоятельство наглядно свидетельствует о связи процессов формирования впадин с неотектоническими процессами эволюции крупных регионов, явлениями заложения и развития протяженных ослабленных зон в земной коре, существованием разветвленных систем зияющей эндогенной трещиноватости.

Рассматривая условия формирования протяженных систем разрывных дислокаций, окаймляющих наложенные тектонические депрессии, уместно отметить также, что с процессом собственно неотектонического развития регионов в данном случае, очевидно, сочетается не менее важный процесс заложения структур компенсационных просадок, являющихся следствием интенсивного выноса материи из глубоких метаморфизируемых недр [3, 6, 7].

Широкое развитие углекислых вод во впадинах Кавказа, Монголии, Забайкалья и др. можно рассматривать как одно из основных доказательств этого положения.

Как показывают специальные исследования морфологии таких структур [1, 2], разрывные дислокации здесь имеют хорошо выдержанный в плане линейный характер. Как правило, это нарушения типа нормальных или гравитационных сбросов со сравнительно небольшими мощностями зон дробления, но с хорошей раскрытостью полостей. Такое обстоятельство следует, очевидно, принимать во внимание при рассмотрении тех или иных структур как объектов детальных гидрогеологических исследований на глубокие минеральные воды.

Специального рассмотрения заслуживают литолого-фациальные характеристики осадочного чехла, выполняющего рассматриваемые тектонические впадины, так как с одной стороны этот комплекс осадочных образований маскирует гидрогеологически активные тектонические нарушения и тем самым существенно затрудняют геологоразведочный процесс. С другой стороны, перекрывающие фундамент поровые и трещинно-поровые толщи выступают своеобразными коллекторами, аккумуляторами скрытно разгружающиеся минеральные воды, и создают более благоприятные предпосылки для выявления, разведки и последующей эксплуатации месторождений минеральных вод.

Как показывает изучение подобных тектонических депрессий, осадочные образования, выполняющие их, представляют, в большинстве случаев, плохо отсортированный грубообломочный материал, накопи-

вавшийся в геологически короткие сроки в условиях внутриконтинентных мелководных бассейнов.

Иногда среди осадочных толщ здесь появляются тонкодисперсные, глинистые прослои и толщи, гидрогеологическая роль которых заключается в площадном экранировании минеральных вод и изоляции их от дневной поверхности.

Именно наличие достаточно мощной глинистой кровли в осадочном чехле Кироваканской тектонической впадины длительное время препятствовало выявлению одноименного месторождения углекислых вод. Как известно, углекислые воды здесь впервые вскрыты в 1951 г. глубокими скважинами, пройденными с целью выведения пресных подземных вод. В ряде случаев тектонические депрессии заполнены молодыми лавовыми покровными образованиями, также служащими коллекторами.

Указанные общие черты геологического строения тектонических впадин оказывают определяющее влияние на особенности проявления в их пределах минеральных вод глубокой циркуляции, на закономерности локализации их месторождений.

Следует прежде всего отметить, что питающие трещинно-жильные каналы в фундаменте впадин, выводящие с глубин минеральные воды, по всей протяженности имеют неоднородную проницаемость.

Здесь сказывается как наличие зон милонитизации, запечатывающей полости разрывных дислокаций, так и многообразные проявления вторичной, нередко гидротермальной, минерализации, также залечивающей трещинно-жильные системы.

В силу сказанного глубоко заложенное тектоническое нарушение имеет четковидную фильтрационную природу, т. е. выходы глубинной минеральной воды проявляются отдельными, изолированными друг от друга очагами, отстоящими друг от друга, нередко, на десятки километров. Однако, принадлежа к генетически единой зоне тектонического нарушения, эти проявления совершенно справедливо могут быть отнесены к т. н. «гидроминеральным линиям» [8].

Помимо смены проницаемостей, обусловленной наличием вторичных заполнителей, отдельные очаги разгрузки минеральных вод связаны с местами пересечения разновозрастных и разнонаправленных систем разрывных дислокаций, что обеспечивает создание участков с высокой раздробленностью жестких пород.

Если исходить из приведенных геологических посылок, то гидрогеологические условия впадин рассматриваемого типа характеризуются следующими особенностями.

В поровом или трещинно-поровом чехле впадин обычно формируются грунтовые или слабонапорные водоносные горизонты, в пределах которых фиксируются подземные потоки с высокими естественными скоростями и расходами. Питание этих водоносных горизонтов осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетока из бортовых частей (со стороны возвышающихся массивов, сложенных по-

родами фундамента). В подавляющем большинстве здесь содержатся воды пресные или весьма слабоминерализованные, что определяется как составом вмещающих пород, так и рядом климатических факторов, имеющих господство в конкретном регионе.

В силу наличия таких горизонтов разгрузки минеральных вод по зонам нарушений, перекрытых рыхлообломочными или другими образованиями, приобретают весьма специфические формы, достаточно подробно исследованные Г. С. Вартаняном [3].

Здесь следует обратить внимание на следующие обстоятельства.

Взаимодействие водных потоков, принадлежащих различным системам, проявляется прежде всего в формировании среди вод горизонта реципиента (под реципиентом понимается водоносный горизонт, в котором осуществляется разгрузка минеральной воды) гидродинамического купола минеральных вод, венчающего зону тектонического нарушения. При этом гидродинамический купол сохраняет свою форму и размеры при условии, когда соотношения напоров реагирующих водных потоков остаются постоянными. Внедрение в горизонт-реципиент восходящих минеральных вод сопровождается также созданием гидрохимического (газового), гидротермического полей, конформных приведенному выше гидродинамическому куполу. Вместе с тем, гидрохимическое и гидротермическое поля имеют и известные отличия, которые заключаются в следующем.

Процессы фильтрационной дисперсии приводят к тому, что при движении минеральные воды обмениваются с водами горизонта-реципиента ионно-солевыми компонентами и газами, находящимися в физико-химически растворенном виде. Прямым следствием этого является образование широкой каймы вод, отличающихся по своим свойствам как от подземных вод горизонта-реципиента, так и восходящих минеральных вод. Последнее обстоятельство определяет неполное соответствие размеров и форм гидрохимического и гидродинамического куполов.

Аналогичным образом, гидротермический купол бывает в некоторой степени деформирован против гидродинамического купола за счет остывания глубинной минеральной составляющей в пласте-реципиенте. Вместе с тем, следует отметить, что гидротермический и гидрохимический купола в значительной мере конформны и для практических нужд с хорошей степенью приближения могут рассматриваться как реальное отображение гидродинамического купола. Весьма важным качеством гидродинамического купола скрытиоразгружающихся вод является очень быстрое реагирование его формы и размеров на изменение соотношений напоров в горизонте-реципиенте и трещинно-жильной водонапорной системе. Последнее может быть вызвано как естественными факторами (увеличение, уменьшение инфильтрации атмосферных осадков), так и искусственными причинами (откачки, выпуски и пр.). При этом изменение размеров купола восходящих вод отражает соответствующие изменения в величинах их разгрузки [5], причем минимальным мощностям (давлениям) в водоносном горизонте-реципиенте будет

соответствовать наивысшее значение разгрузки глубинных вод. Эта величина имеет линейную зависимость от значений понижения уровней в горизонте-реципиенте для грунтовых водоносных систем и некоторую параболическую зависимость в напорных горизонтах.

Считая эти выводы вполне справедливыми, отметим между тем, что, по-видимому, для особенно глубоко залегающих водоносных горизонтов-реципиентов, где широко проявляются упругие силы, темпы нарастания величины разгрузки глубинных вод, по мере сработки упругих запасов в пласте-реципиенте должны возрастать особенно быстро.

Сочетание приведенных геологических и гидрогеологических особенностей приводит к тому, что в пределах изолированных тектонических депрессий могут формироваться несколько изолированных друг от друга месторождений минеральных вод, хотя не исключаются случаи, когда в небольших структурах существует только одно месторождение. Такие весьма ограниченные по площади структуры особенно типичны для территории Малого Кавказа.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 29.VI.1976.

Ռ. Ք. ՅԱԴՈՅԱՆ

ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԻՋՎԱԾՔՆԵՐՆ ԻՔՐԵՎ ՀԱՏՈՒԿ ՀԻԴՐՈԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Վրադրված տեկտոնական իջվածքների երկրաբանական կառուցվածքը կանխորոշում է խոր շրջանառության հանքային ջրերի երևան գալու յուրահատկություններն ու նրանց հանքավայրերի տեղաբաշխման օրինաչափությունները:

Իջվածքների ֆունդամենտի ճեղքա-երակային ուղիները, որոնք պայմանավորված են տարբեր հասակի և ուղղության խզումնային խախտումների սխեմաների փոխհատման տեղամասերում կոշտ ապարների խիստ կոտրտվածությամբ, հանդիսանում են հանքային ջրերի բեռնաթափման օջախներ և, երկրորդական լցանյութերի առկայության շնորհիվ, թափանցելիությամբ անհամասեռ են:

Այդ սխեմաների ջրերի և իջվածքների ճեղքա-ծակոտկենային ծածկոցի դրոնտային կամ թույլ ձնշման ջրատար հորիզոնների հոսքերի փոխազդեցության հետևանքով կազմավորվում է հանքային ջրերի հիդրոդինամիկ գմբեթը, որով պայմանավորվում է տեկտոնական խախտման դոնան: Միաժամանակ հիդրոդինամիկ գմբեթին ներգաշնակ առաջանում են հիդրոքրիմիական (գաղային) և հիդրոթերմիկ դաշտեր: Ընդունիչ հորիզոնում և ճեղքա-երակային սխեմանում ձնշումների փոխհարաբերությունների փոփոխությունն անհապաղ անդրադառնում է վերահիշյալ գմբեթների վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1966.
2. Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. Госгеолиздат, М.—Л., 1946.
3. Вартамян Г. С. Взаимодействие напорных и безнапорных вод вблизи поверхности Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1—2, 1968.
4. Вартамян Г. С. Роль процессов регионального метаморфизма в формировании некоторых типов минеральных вод и их провинции. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3, т. XVIII, 1968.
5. Вартамян Г. С. Об оценке величины естественного стока на некоторых месторождениях минеральных вод. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1, 1970.
6. Вартамян Г. С. Некоторые факторы формирования и эволюции водонапорных систем в магматогенно-метаморфических массивах. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVIII, вып. 1, 1973.
7. Вартамян Г. С. О закономерностях формирования и размещения трещичных водонапорных систем в областях новейшей орогении. В сб. «Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР», «Наука», М., 1975.
8. Толстихин Н. И. Минеральные источники Восточной Сибири и Дальневосточного края. Изд. «Недра Советской Азии», 1932.

УДК 550.341.3

Н. К. КАРАПЕТЯН, Ж. О. МАНУКЯН

КАРТЫ МАКСИМАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ
ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Максимальное землетрясение, возможное в Армении согласно графику повторяемости, построенному по данным наблюдений за 290 лет с 1679÷1968 гг., имеет $K=16$ [1]. Однако эта величина является общей для всего региона, расположенного между $\lambda=40\div49^\circ$ и $\varphi=38\div42^\circ$ (кроме Куринской депрессии).

Для того, чтобы иметь представление о максимальном землетрясении, возможном в каждой точке исследуемой территории, необходимо строить карты максимальных возможных землетрясений, где в изолиниях даны максимальные энергетические классы землетрясений.

Построение карт максимальных возможных землетрясений на исследуемой территории по сейсмологическим данным нами проводилось по методике, разработанной Ю. В. Ризниченко [3, 4]. Согласно этой методике составляется корреляционная зависимость между энергетическим классом максимального возможного землетрясения и средней долговременной сейсмической активностью. Из этой зависимости определяется средняя долговременная сейсмичность, соответствующая каждому энергетическому классу и по значению этой активности определяется число эпицентров на площадке круговой палетки. Площадь этой круговой палетки соответствует области подготовки землетрясения.

Корреляционная зависимость между $K_{\max}$ и $\bar{A}$ для обширной территории—Восточный Тянь-Шань, Джунгария, Алтай, Саяны и Средняя Азия Ю. В. Ризниченко получена в виде [2, 3]:

$$\lg \bar{A} = 2,84 + 0,21 (K_{\max} - 15). \quad (1)$$

Радиус подготовки землетрясения r был определен им из предположения, что область соответствия между энергией максимальных землетрясений и сейсмической активностью имеет форму полусферы с центром в эпицентре землетрясения, а энергия максимальных землетрясений прямо пропорциональна объему этой полусферы. Для радиуса площади подготовки землетрясений Ю. В. Ризниченко получено следующее выражение [3]:

$$r^3 = 0,315 \cdot 10^{K-10}. \quad (2)$$

С целью выяснения, насколько прямая регрессии (1) для Средней Азии соответствует сильным землетрясениям Армении и прилегающих областей, мы нанесли на эту прямую регрессии средние значения активности, рассчитанные для 22 землетрясений Армении с $K=13\div16$ (табл. 1). Полученные нами точки легли как выше, так и ниже корреляционной прямой для Средней Азии. Возможно это вызвано тем, что радиус

Таблица 1

Сильные землетрясения Армянского нагорья

№№ п/п	Название землетрясения	Год	Эпицентр		M	K	I ₀
			φ°N	λ°E			
1	Вайоцзорское	735	39,7	45,5	5,5	14	8
2	Двинское	893	40,0	44,6	5,5	14	8
3	Анийское	1046	40,5	43,6	5,5	14	8
4	Ванское	1646	38,5	43,4	5,5	14	8
5	Гарнинское	1679	40,1	44,8	5,5	14	8
6	Дарачичагское	1827	40,6	44,7	5,0	13	7
7	Араратское	1840	39,8	44,4	6,0	14,5	8—9
8	Чибухлинское	1853	40,6	44,9	5,0	13	7
9	Ахалкалакское	1899	41,6	43,5	5,5	14	8
10	Аракское	1924	40,0	42,0	6,75	16	9
11	Ардаганское	1925	41,0	43,0	5,75	14,5	8
12	Ленинаканское	1926	40,7	43,8	5,75	14	8
13	Зангезурское	1931	39,3	46,0	6,75	15,5	8—9
14	Кызыл-Дагское	1932	40,2	44,9	5,25	13	7
15	Дигорское	1935	40,4	43,4	6,5	15	8—9
16	Ереванское	1937	40,1	44,4	5,0	13	7
17	Бюраканское	1949	40,4	44,3	5,0	13	7
18	Игдырское	1962	39,8	44,1	5,25	13,5	7—8
19	Битлисское	1966	38,2	42,5	5,0	13	7
20	Землетрясение в Вардо	1966	39,2	41,6	6,75	16	9
21	Зираносское	1967	39,5	40,4	5,75	14	8
22	Зангезурское	1968	39,3	46,1	5,0	13	7—8

сы площадок, ответственных за сильные землетрясения на территории Армянского нагорья, имеют большие значения, чем для территории Средней Азии. Это означает, что в подготовке землетрясений одинаковой силы в Армении будут участвовать большие площади, чем в Средней Азии.

Исходя из этого, нами подобраны такие радиусы площадок, ответственных за землетрясения, при которых значения средней сейсмической активности получались примерно такими же, что и для землетрясений такого же энергетического класса для Средней Азии. Величина этого радиуса получена нами по данным 22 землетрясений (табл. 1) и выражается следующей формулой:

$$r = 30 + 20 (K_{\max} - 12). \quad (3)$$

Таким образом, используя корреляционную зависимость $\lg \bar{A} (K_{\max})$ для Средней Азии, нами были построены карты максимальных возможных землетрясений на территории Армении и прилегающих областей в двух вариантах: в I варианте применялись радиусы площадок подготовки землетрясений для Средней Азии по формуле (2), во втором варианте были приняты радиусы для Армянского нагорья по формуле (3). При этом для построения карт максимальных возможных землетрясений на территории Армянского нагорья исходными данными служили непосредственно карты эпицентров с повторными и без повторных толчков за период времени наблюдений с 1952—1968 гг., а именно те данные, по которым строились карты сейсмической активности A_{10} .

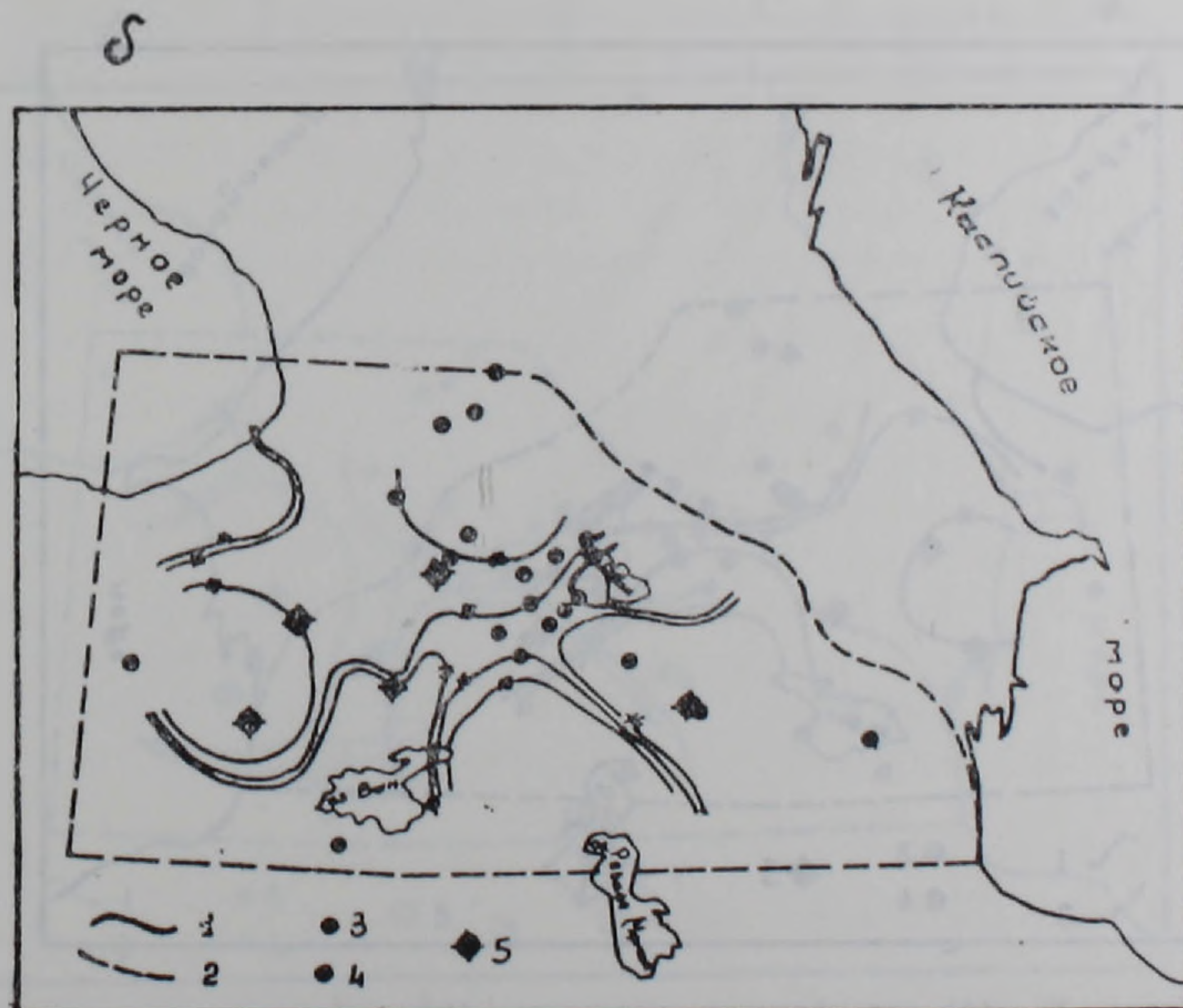
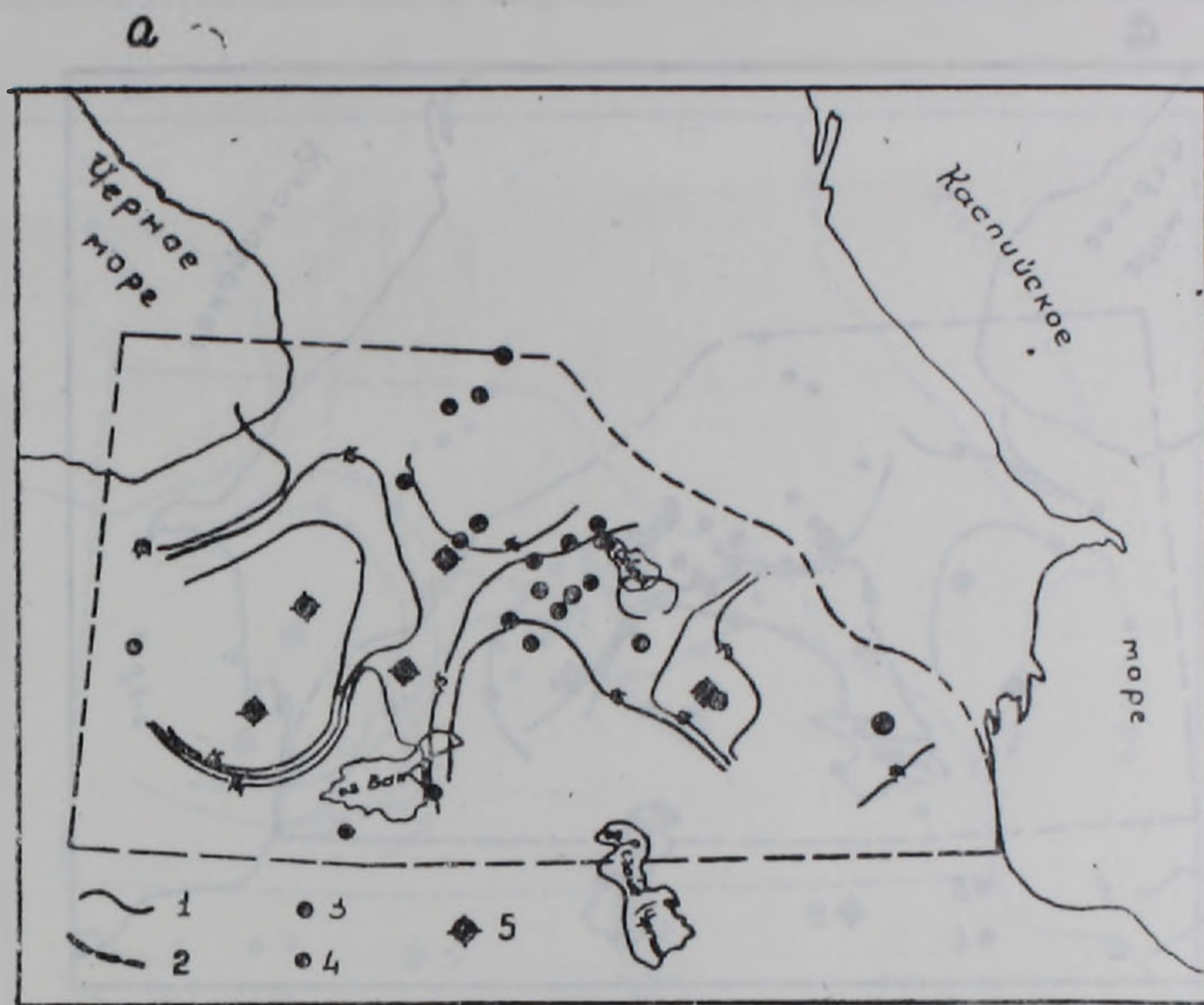


Рис. 1. Карта $K_{\max}$ (А) для Армянского нагорья. Использована зависимость $\lg \bar{A} = 2,84 + 0,21 (K_{\max} - 15)$. Радиусы областей осреднения R : 72 км при $K_{\max} = 16$ и 46 км при $K_{\max} = 15$. а) При построении карты повторные толчки не исключены; б) повторные толчки исключены. 1—границы исследуемой территории, 2—изолинии $K_{\max}$. Эпицентры землетрясений: 3—с $13 \leq K < 14$, 4—с $14 \leq K < 15$, 5—с $K \geq 15$.

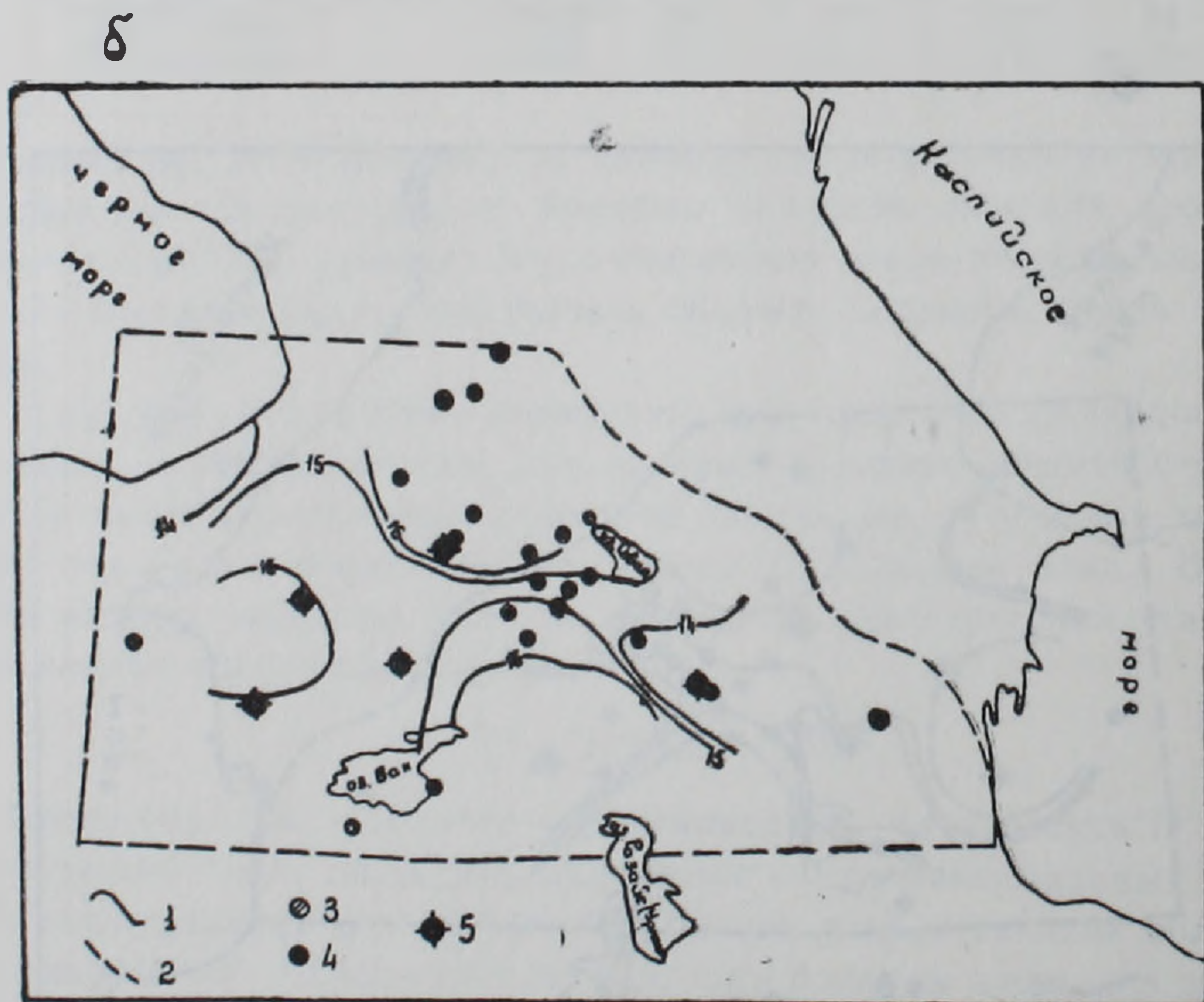
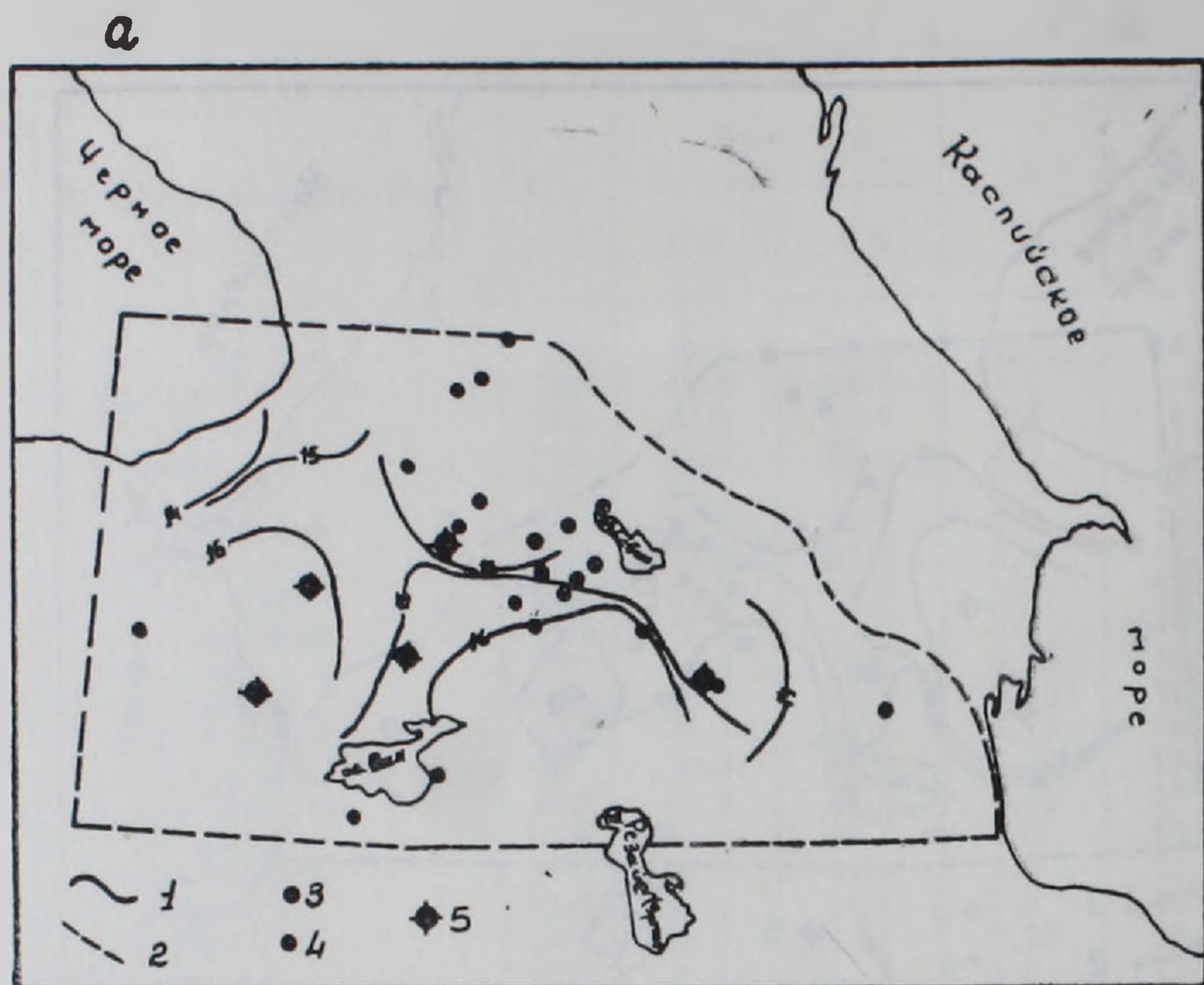


Рис. 2. Карта $K_{\max}$ (А) для Армянского нагорья. Использована зависимость $\lg \bar{A} = 2.84 + 0.21 (K_{\max} - 15)$. Радиусы областей осреднения R соответствуют зависимости $R = 30 + 20 (K_{\max} - 12)$. а) При построении карты повторные толчки не исключены, б) повторные толчки исключены. 1—границы исследуемой территории. 2—изолинии $K_{\max}$. Эпицентры землетрясений: 3—с $13 \leq K < 14$, 4—с $14 \leq K < 15$, 5—с $K \geq 15$.

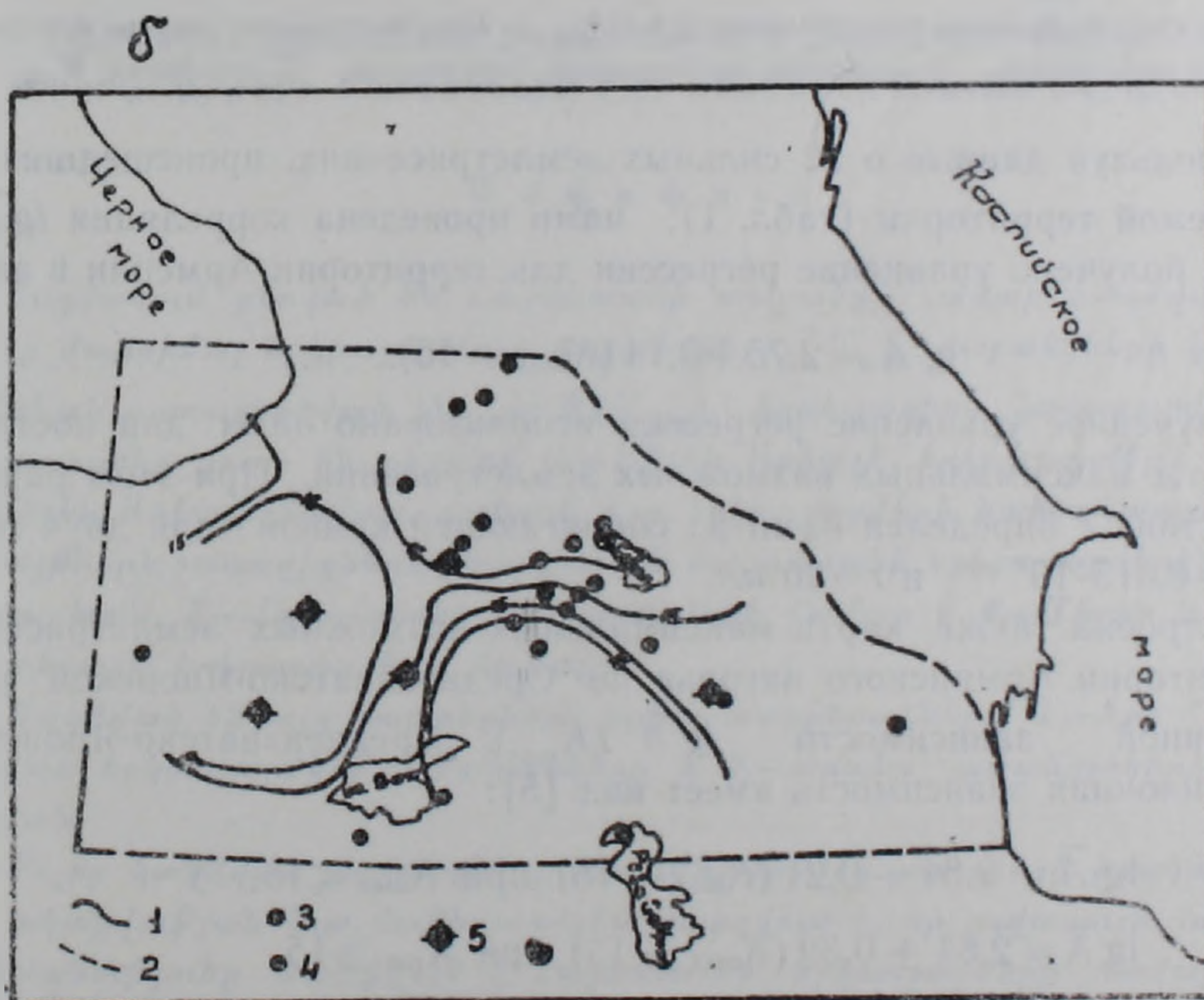
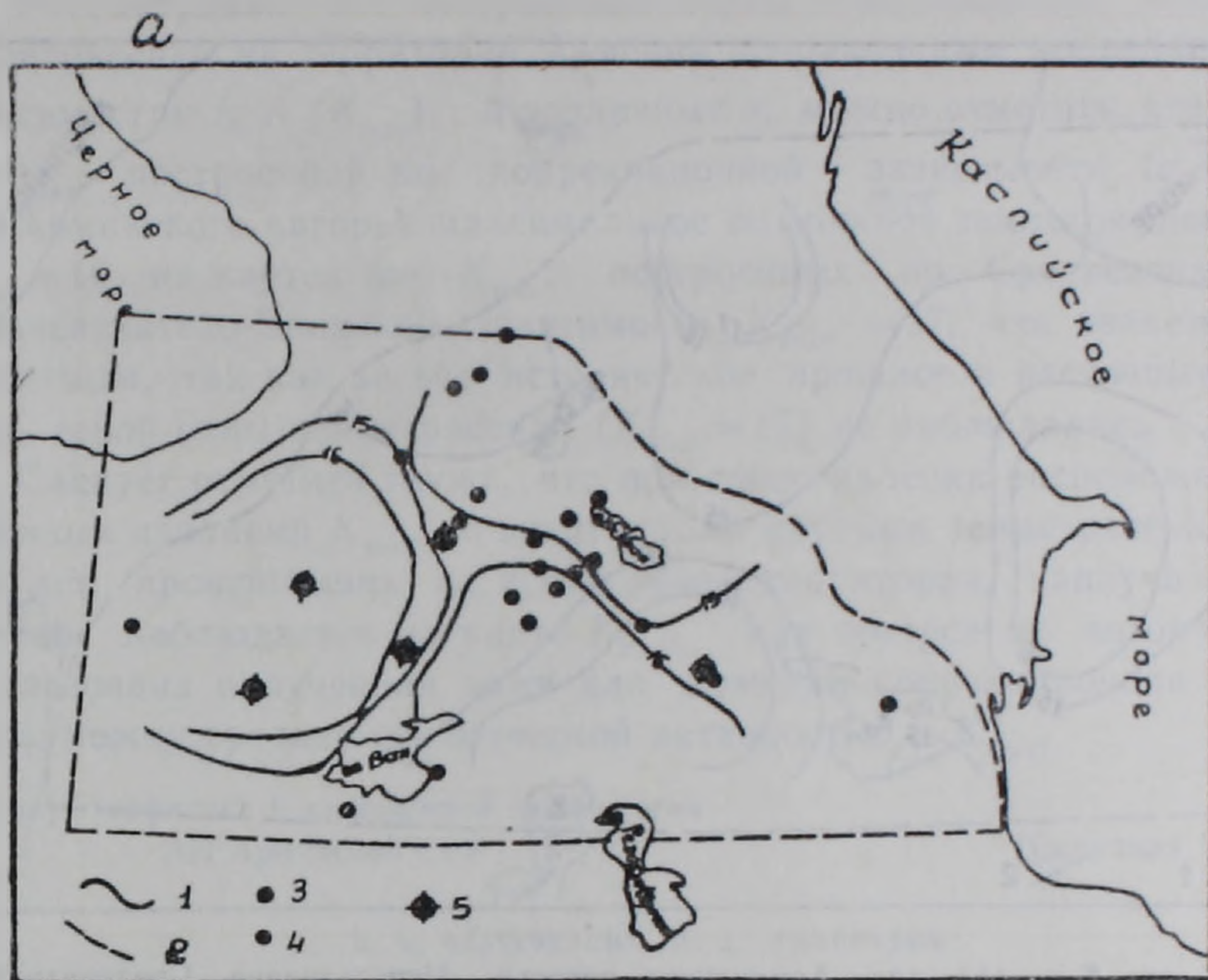


Рис. 3. Карта $K_{\max}$ (А) для Армянского нагорья. Использована зависимость $\lg \bar{A} = 2,75 + 0,14 (K_{\max} - 15)$. Радиусы областей осреднения R : 91 км при $K_{\max} = 16$ и 56 км при $K_{\max} = 15$. а) При построении карты повторные толчки не исключены; б) повторные толчки исключены. 1—границы исследуемой территории. 2—изолинии $K_{\max}$. Эпицентры землетрясений: 3—с $13 \leq K < 14$. 4—с $14 \leq K < 15$. 5—с $K \geq 15$.

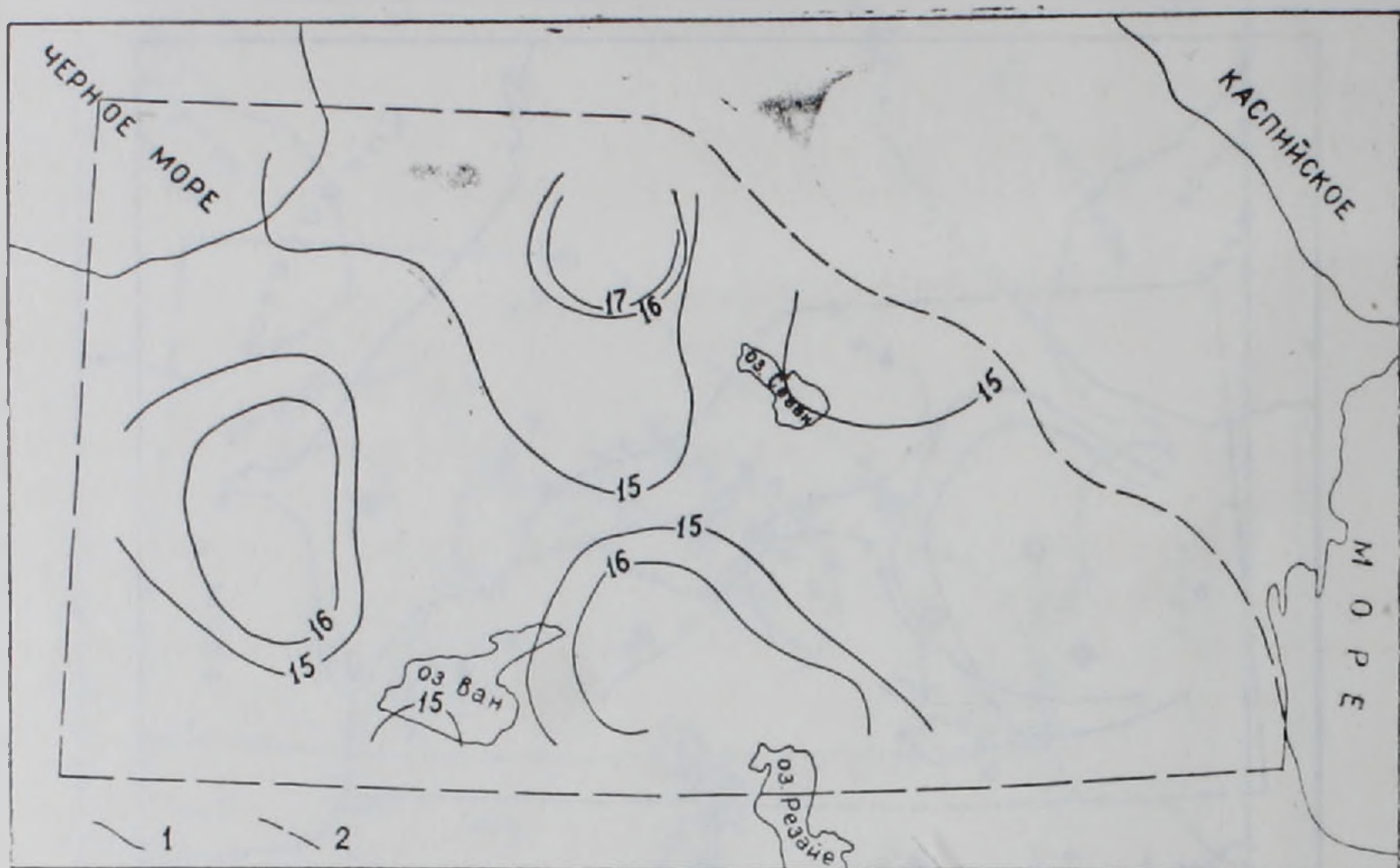


Рис. 4. Карта $K_{\max}$ (А) для Армянского нагорья. Использована Среднеазиатско-Японская корреляционная зависимость $\lg \bar{A} (K_{\max})$. При построении карты повторные толчки исключены. 1—границы исследуемой территории. 2—изолинии $K_{\max}$.

Используя данные о 22 сильных землетрясениях, происшедших на исследуемой территории (табл. 1), нами проведена корреляция $\lg \bar{A}$ с $K_{\max}$ и получено уравнение регрессии для территории Армении в виде:

$$\lg \bar{A} = 2,75 + 0,14 (K_{\max} - 15). \quad (4)$$

Полученное уравнение регрессии использовано нами для построения карты максимальных возможных землетрясений. При этом радиус соответствия r определен нами из сопрягающей кривой для двух прямых $r^3 = 0,315 \cdot 10^{K-10}$ и $r = 20$ км.

Построена также карта максимальных возможных землетрясений на территории Армянского нагорья по Среднеазиатско-Японской корреляционной зависимости $\lg \bar{A} (K_{\max})$. Среднеазиатско-Японская корреляционная зависимость имеет вид [5]:

$$\lg \bar{A} = 2,84 + 0,21 (K_{\max} - 15) \text{ при } K_{\max} \leq 15, \quad (5)$$

$$\lg \bar{A} = 2,84 + 0,39 (K_{\max} - 15) \text{ при } K_{\max} \geq 15. \quad (6)$$

При этом радиусы R площадок, ответственных за землетрясения, определяются по формуле:

$$\lg R = 1,505 + 0,111 (K - 15). \quad (7)$$

На построенные карты $K_{\max}$ нанесены все известные сильные землетрясения, происшедшие в этом регионе.

Рассматривая все построенные карты максимальных возможных землетрясений на территории Армении по различным корреляционным зависимостям $\lg \bar{A} (K_{\max})$ и различным r , можно отметить, что на карте $K_{\max}$, построенной по корреляционной зависимости $\lg \bar{A} (K_{\max})$ для Армянского нагорья максимальное возможное землетрясение имеет $K_{\max} = 16$, на картах же $K_{\max}$, построенных по Среднеазиатской и Среднеазиатско-Японской зависимости $K_{\max} = 17$, что является мало вероятным, так как за все историческое прошлое и настоящее время здесь такой силы землетрясения ($K_{\max} = 17$) не наблюдались.

Следует отметить также, что при сопоставлении расположения полученных изолиний $K_{\max}$ с эпицентрами крупных землетрясений прошлых лет, происшедших на исследуемой территории, наилучшее соответствие наблюдается на карте $K_{\max}$, при построении которой была использована полученная нами для Армении корреляционная зависимость между средней сейсмической активностью и $K_{\max}$.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии

АН Армянской ССР

Поступила 15.IX.1976.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ժ. Հ. ՄԱՆՈՒԿՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼՆՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ՀՆԱՐԱՎՈՐ ՄԱՔՍԻՄԱԼ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՔԱՐՏԵԶՆԵՐԸ ԸՍՏ ՍԵՅՍՄՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում բերված են Հայաստանի տարածքի համար կազմված հնարավոր մաքսիմալ երկրաշարժերի քարտեզները: $K_{\max}$ քարտեզների կազմման ժամանակ օգտագործված են $\lg A (K_{\max})$ կոռելյացիոն հավասարման չորս ձևերը, որոնք դուրս են բերված՝ 1—Միջին Ասիայի երկրաշարժերի համար, 2—Միջին Ասիայի համար, սակայն երբ երկրաշարժերի նախապատրաստման տիրույթների շոռավիղներն ընտրված են Հայաստանի երկրաշարժերին համապատասխան, 3—Հայաստանի երկրաշարժերի համար և 4—Միջին Ասիայի և Ճապոնիայի երկրաշարժերի համար:

Կազմված են այդ քարտեզների երկու տարբերակները՝ 1—երբ հաշվի են առնված երկրաշարժերի աֆտերշոկերը և 2—առանց աֆտերշոկերի հաշվի առնման:

Բոլոր կազմված քարտեզները ուսումնասիրվող տարածքի իրական սեյսմիկ ակտիվության հետ համեմատելիս պարզվում է, որ լավագույն համապատասխանությունը ստացվում է Հայաստանի երկրաշարժերի համար դուրս բերված $\lg A (K_{\max})$ կոռելյացիոն հավասարման հիման վրա կառուցված $K_{\max}$ քարտեզի վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Карапетян Н. К. Параметры сейсмического режима Армении. Известия АН Арм. ССР, Наукн о Земле, № 4, 1976.

2. Ризниченко Ю. В. О связи энергии максимальных землетрясений с сейсмической активностью. Докл. АН СССР, 157, № 6, 1964.
3. Ризниченко Ю. В. Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. «Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана». Материалы выездной сессии ОНЗ АН СССР, октябрь 1964 г., «Наука», 1967.
4. Ризниченко Ю. В. Сейсмическая сотрясаемость Крымского региона. Известия АН СССР, физика Земли, № 8, 1969.
5. Ризниченко Ю. В. Определение сейсмической сотрясаемости. В кн. «Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР», М., 1974.

УДК 550.838.311

М. С. БАДАЛЯН

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОВ
ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Гегамское нагорье в настоящее время считается геологически хорошо изученным. Несмотря на это, некоторые вопросы вулканизма нагорья остаются спорными. В частности, большие споры и разногласия между исследователями вызывают вопросы связи вулканизма с трещинной тектоникой, характера вулканической деятельности и т. д.

Довольно детальный разбор и критика взглядов и представлений разных исследователей по этим вопросам приводятся в работах К. И. Карапетяна [3] и Э. Х. Харазяна [8]. Не углубляясь в детали этих представлений, их в общем можно подразделить на две группы: представления об ареальном характере извержений, предполагающие существование неглубокозалегающих вулканических очагов; представления о трещинном характере извержений, исключающие возможность существования близповерхностных магматических очагов. Изучение глубинного строения вулканических аппаратов, которому посвящена настоящая статья, способствует однозначному разрешению этого вопроса.

Забегая вперед отметим, что геофизические данные свидетельствуют в пользу первой концепции: под многими моногенными вулканами нагорья обнаруживаются неглубокозалегающие субвулканические тела, представляющие собой, по всей вероятности, застывшие магматические очаги вулканов.

Какие геофизические данные имеются для таких утверждений. В первую очередь надо указать на аэромагнитную карту, снятую с высоты 100 м с обтеканием рельефа. На этой карте Гегамское нагорье в целом отличается выскоаномальным магнитным полем. Установлено, что возмущенное магнитное поле нагорья в основном обусловлено высокой остаточной намагниченностью неоген-четвертичных изверженных пород [1]. Палеогеновые и мезозойские отложения, а также породы нижнепалеозойского метаморфического комплекса, слагающие подластовый фундамент, обладают слабыми магнитными свойствами [2].

На общем возмущенном фоне магнитного поля выделяются многочисленные локальные положительные аномалии, большинство из которых пространственно совпадает с вулканическими конусами (рис. 1). В некоторых случаях, когда центры аномалий точно совпадают с вершинами вулканов (рис. 1а), создается ложное впечатление, что аномалии обусловлены влиянием вулканического рельефа. В самом деле, рельеф местности, особенно, если он сложен магнитными породами, в значительной степени отражается в магнитном поле. Влияние рельефа ска-

зывается двойко. Во-первых, криволинейная форма поверхности наблюдения (как при наземной, так и аэромагнитной съемке с обтеканием рельефа) приводит к возникновению топографических аномалий. Во-вторых, изменение мощности магнитных пород вызывает дополнительные аномалии.

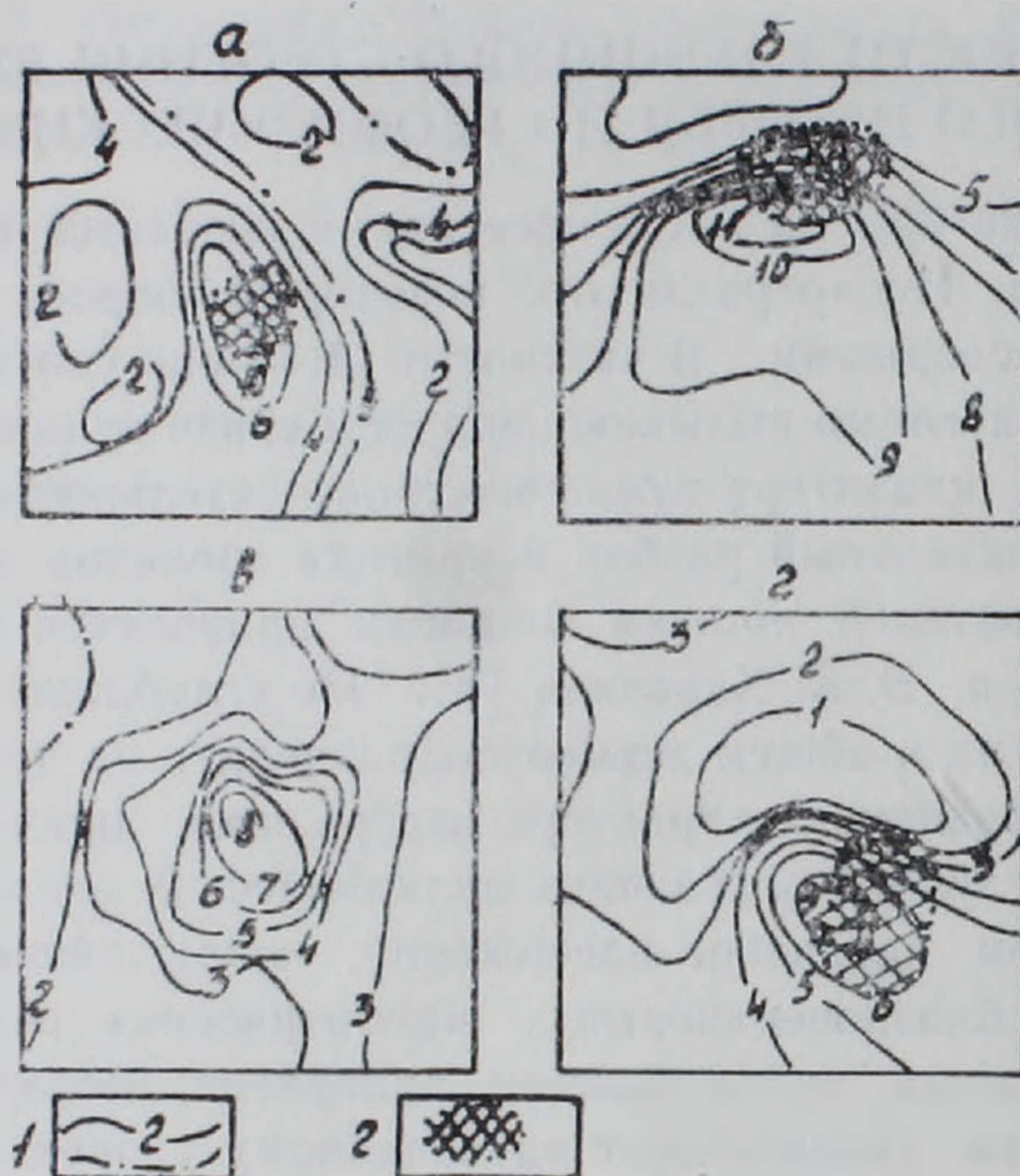


Рис. 1. Локальные аномалии (ΔT_a), наблюдаемые: а) над вулканом Тар; б) над вулканом В. Богусар; в) на гладкой, слегка наклонной местности, в 3,5 км к юго-востоку от Ковасара; г) над вулканом Севкатар. 1—изолинии ΔT_a в мГ; 2—вулканические конусы.

Однако точное совпадение контуров локальных аномалий и вулканических конусов не повсеместное. В большинстве случаев центры аномалий несколько смещены от конусов в разных направлениях (рис. 1б, г). Кроме того, аналогичные локальные аномалии иногда наблюдаются независимо от какой-либо вулканической постройки, на совершенно ровной местности, где трудно полагать утолщение изверженных пород (рис. 1в). И, наконец, известны также случаи, когда вулканические конусы не сопровождаются локальными аномалиями. Например, такие крупные шлаковые постройки, как вулканы Аждаак, Кармратумб, Маказ, Цлуглук не обнаруживают связи с какими-либо значительными аномалиями.

Исходя из всего вышесказанного, надо полагать, что влияние вулканического рельефа не является главным фактором формирования локальных магнитных аномалий, хоть и вносит в них свои искажения. Аномалии, в основном, вызываются глубокозалегающими магнитоактивными объектами.

Высказанное предположение подтверждается наземными гравимагнитными наблюдениями и аналитическими расчетами, выполненными на основании изучения магнитных свойств пород вулканов.

Наземные наблюдения производились по профилям, проходящим через вершины вулканов. Шаг наблюдений составлял от 25 до 50 м. Образцы для определения магнитных свойств пород были взяты преимущественно из пунктов наблюдения.

При интерпретации наземных магнитных профилей основная задача состояла в попытке установить какой именно частью вулканического аппарата создается аномалия: вулканическим конусом или же другими магнитоактивными массами, залегающими в глубине. Для решения этого вопроса рассчитывались теоретические аномалии от вулканических конусов, в предположении, что породы, слагающие конусы, намагничены однородно. Интенсивность намагниченности принималась равной средней намагниченности пород соответствующих вулканов. Теоретические аномалии сравнивались с наблюдаемыми. Совпадение кривых показывает, что наблюдаемая аномалия вызвана только вулканическим конусом. Если же наблюдаемая аномалия превосходит рассчитанную по интенсивности, то очевидно, что в создании аномалии, кроме вулканического конуса, принимает участие также другой объект, скрытый в массиве конуса или под ним. Разность наблюдаемой и теоретической аномалий дает так называемую остаточную магнитную аномалию, обусловленную только скрытыми магнитовозмущающими объектами. Для определения формы и элементов залегания последних, остаточные магнитные аномалии пересчитаны на различные высоты. Все расчеты выполнены на ЭВМ, по типовым программам, разработанным в ВИРГ [5, 6].

Данные гравиметрических наблюдений использовались только для качественной интерпретации, так как разделение влияния на них приповерхностных и глубинных факторов оказалось затруднительным.

В качестве конкретных примеров рассмотрим результаты геофизического изучения вулканов группы Акналич, Богусар и Норадуз, отличающихся друг от друга как по характеру магнитного поля, так и по подповерхностной структуре.

Вулканы группы Акналич расположены в центральной части Гегамского нагорья. Выражены они шлаковыми постройками. Продукты извержений имеют андезитовый, андезито-базальтовый состав [3]. Интенсивность остаточной намагниченности для шлаков и лав соответственно составляет $2500 \cdot 10^{-6}$ СГС и $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Породы намагничены нормально. Угол наклона вектора намагниченности к горизонтальной плоскости составляет 50° .

Вулканы изучены по четырем гравимагнитным профилям. Наблюдаемые магнитные аномалии (рис. 2 а) имеют типичный для шлаковых конусов пилообразный характер, что во многом обусловлено неоднородным намагничением пород, слагающих вулканические конусы. Вычисление теоретических аномалий показывает, что эффект рельефа и шлаковых массивов составляет лишь незначительную часть наблюдаемых аномалий (рис. 2 а). Остаточные магнитные аномалии отличаются узкими максимумами на вершинах конусов. Для выяснения характера

скрытых аномалообразующих объектов выполнен пересчет магнитного поля на различные высоты и на основании этого составлена карта Z_a в вертикальной плоскости (рис. 2б). Исходя из этой карты и судя по формам остаточных аномалий Z_a , нужно полагать, что последние вызваны крутопадающими столбообразными телами, по всей вероятности, подводными каналами вулканов, заполненными магмой. С этими телами, в частности, могут быть связаны также относительные максимумы, наблюдаемые над вершинами конусов и совпадающие с максимумами Z_a (рис. 2а).

Аномалии Буге рассчитаны для плотности 1.8 г/см^3 , определенной по способу Неттольтона [7]. Влияние рельефа рассчитано с радиусом 10 км. Вулканы группы Акналич, как и большинство шлаковых и шлаково-лавовых вулканов, в общем характеризуются более или менее четко выраженными гравитационными минимумами, осложненными относительными максимумами. Сравнительно небольшую интенсивность относительных максимумов, видимо, надо объяснить небольшим различием между плотностями аномалообразующих объектов и окружающих пород. Что же касается минимумов аномалий Буге (вулкан Лодочникова), то они, на наш взгляд, могут быть связаны с воронками взрыва, расположенными под вулканическими конусами и заполненными шлаками или другими рыхлыми материалами.

Дополнительные данные о глубинном строении вулканов группы Акналич дает аэромагнитная съемка. Карта ΔT_a , снятая в районе Акналич на относительной высоте 100 м, указывает на существование сложной подповерхностной структуры (рис. 2в). Для уменьшения эффекта приповерхностных факторов (лавовые потоки, шлаковые конусы и т. д.) магнитное поле пересчитано на высоту. На новой карте, полученной в результате пересчета поля на высоту 500 м, вычерчивается вытянутая в северо-западном направлении локальная аномалия ΔT_a . Очевидно, аномалия вызвана глубокозалегающим магнитоактивным объектом, каким может быть субвулканическое тело, из которого питались вулканы группы Акналич. По выполненным расчетам глубина залегания тела составляет около 1000 м.

Вулканы Богусар (З. Богусар, Богусар и В. Богусар) расположены в высокоградиентной гравитационной зоне, проходящей в субширотном направлении и интерпретируемой [2] как эффект крупного разлома. Высокоградиентная зона в пределах Гегамского нагорья сопровождается локальными магнитными аномалиями, четко выделяющимися на крупномасштабной аэромагнитной карте. По всей вероятности, аномалии вызваны интрузивными телами среднего или основного состава, внедрившимися в зону разлома.

Локальные аномалии ΔT_a , наблюдаемые в районе вулканов Богусар (рис. 3а), подтверждаются также наземной магнитной съемкой. Для выяснения характера аномалообразующих объектов, рассмотрим магнитометрический профиль через вулкан Богусар, над которым изолинии ΔT_a наилучшим образом совпадают с контуром конуса. Теорети-

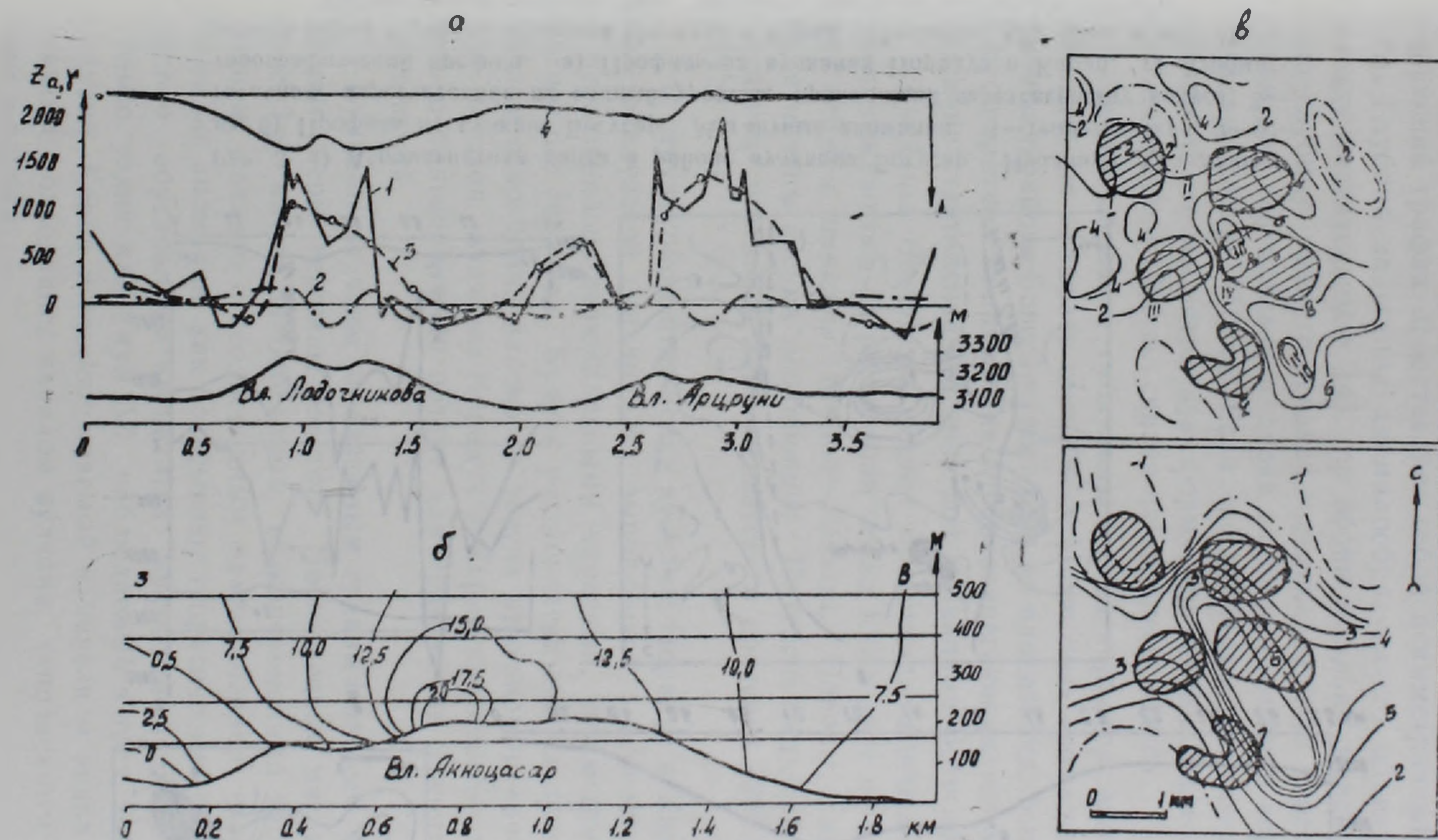


Рис. 2. а) Профили на вулканах группы Акналич. Магнитные аномалии: 1—наблюденная; 2—теоретическая; 3—остаточная; 4—аномалия Буге. б) Магнитное поле в вертикальной плоскости на одном из вулканов группы Акналич. Изолинии Z_a даны в мТ. в) Карты аномалий магнитного поля над вулканами Лодожникова (I), Арцруни (II), Парос (III), Акноцасар (IV), Ачани (V) группы Акналич. Вверху: карта, снятая с высоты 100 м. Внизу: карта на относительной высоте 500 м, вычисленная на основании верхней карты. Изолинии ΔT_a даны в мТ.

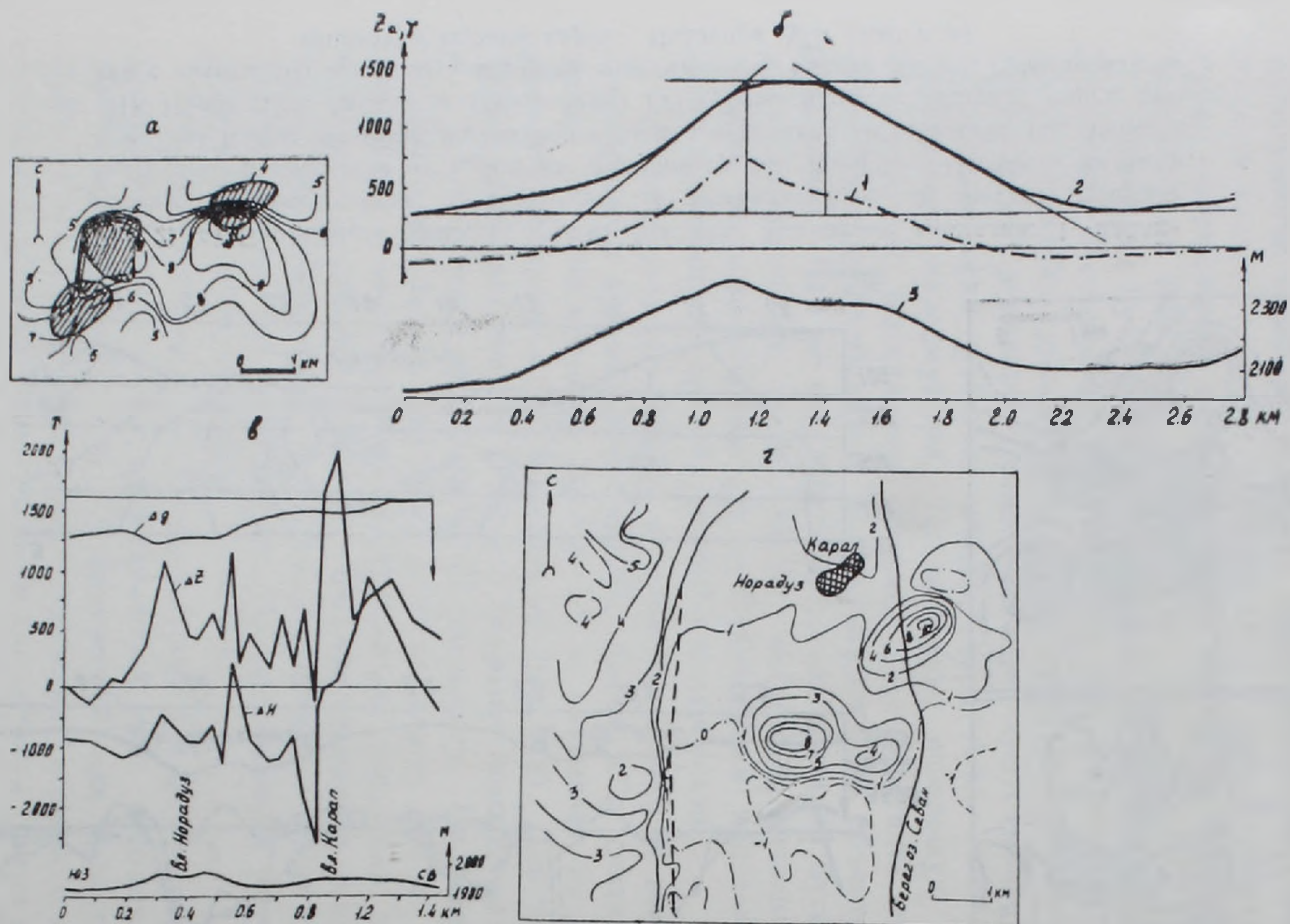


Рис. 3. а) Аэромагнитная карта в районе вулканов Богусар. Изолинии ΔT_a даны в мт. б) Профиль на вулкане Богусар. Магнитные аномалии: 1—теоретическая; 2—остаточная, пересчитанная на единый уровень, проходящий через вершину конуса; 3—топографический профиль. в) Профиль на вулканах Норадуз и Карап. г) Аэромагнитная карта в районе вулканов Норадуз и Карап. Изолинии ΔT_a даны в мт. Пунктирной линией показан сброс, предполагаемый по магнитным данным.

ческая аномалия Z_a от вулкана Богусар рассчитана в соответствии с магнитными свойствами пород конуса ($I_n = 3000 \cdot 10^{-6}$ СГС). После вычитания ее от наблюдаемой аномалии, остаточная аномалия пересчитана на единый уровень, проходящий через вершину вулкана. Результирующий график представляет собой асимметричный максимум (рис. 3б). Глубина залегания аномалообразующего объекта рассчитана по методу «касательных» [4], по обоим крыльям максимума. За истинную глубину принято среднее значение от двух определений. По расчетам для вертикального штока глубина залегания верхней кромки составляет около 850 м. Если же полагать, что аномалообразующий объект имеет изометричную форму, то глубина залегания его центра составит около 1200 м, считая от вершины конуса.

Таким образом, субвулканический характер аномалообразующих объектов не вызывает сомнений. Магнитные аномалии (ΔT_a), наблюдаемые в районе Богусар (рис. 3а), на наш взгляд, вызваны вытянутым в субширотном направлении глубокозалегающим телом, имеющим восходящие ответвления (штоки) под вулканами Богусар и В. Богусар.

Вулканы *Норадуз* и *Карап* представлены небольшими конусами, расположенными на расстоянии около 400 м друг от друга. Первый из них сложен шлаками, второй—лавами. Породы, слагающие конусы, намагничены весьма неоднородно. Интенсивность остаточной намагниченности шлаков и лав меняется в пределах $3000 \cdot 10^{-6}$ — $6000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

В структурном отношении вулканы Норадуз и Карап расположены на Норадузской синклинали, выполненной лёссовидными суглинками и пролювиально-делювиальными наносами, имеющими очень слабые магнитные свойства. Будучи расположенными на практически не магнитном основании, далеко от других вулканов и «посторонних» лавовых потоков, вулканы Норадуз и Карап представляют собой исключительно благоприятный объект для применения магнитных методов исследований.

Вулканы изучены по наземным гравимагнитным профилям, проходящим через вершины конусов. Наблюдаемые магнитные аномалии (рис. 3в) имеют пилообразный, резкопеременный характер, что, в основном, связано с неоднородным намагничением изверженных пород. Сами же аномалии, как показывают теоретические расчеты, почти полностью обусловлены магнитным эффектом вулканических конусов. Только узкий максимум ΔZ , наблюдаемый в трех точках на вершине вулкана Карап и сопровождаемый изменением знака ΔH , возможно, связан с подводющим каналом вулкана, заполненным магмой и уходящим в глубину.

Аномалии Буге рассчитаны для плотности $2,3 \text{ г/см}^3$. На вулкане Норадуз наблюдается небольшой минимум (рис. 3в). Этот минимум, на наш взгляд, может быть обусловлен как более низким фактическим значением средней плотности шлакового массива, так и существованием воронки взрыва под вулканом.

От юго-запада к северо-востоку наблюдается некоторое повышение магнитного и гравитационного полей, обусловленное, видимо, постепенным изменением соотношения между мощностями шлаков вулкана Норадуз и лав вулкана Карап (лавы в данном случае превосходят шлаки не только по плотности, но и по магнитным свойствам).

С высоты 100 м район вулканов отличается совершенно спокойным близнулевым магнитным полем (рис. 3 г). Это, в первую очередь, говорит о том, что мощность продуктов извержений вулканов незначительна (меньше 30 м). А это значит, что о «паразитическом» происхождении вулканов не может быть и речи. На лавовом потоке малой мощности трудно полагать образование «паразитических» конусов, хоть и маленьких размеров.

С другой стороны, трещина, излившая лавы на протяжении более 0,5 км, при такой благоприятной геолого-геофизической обстановке, какая имеется в данном случае, должна была отражаться в магнитном поле. На самом же деле никаких геофизических признаков, указывающих на трещинный характер извержений вулканов, не обнаруживается.

Очевидно, Норадуз и Карап представляют собой самостоятельные вулканы центрального типа. При этом надо полагать, что очаги (или очаг), питавшие вулканы, либо имеют очень маленькие размеры, либо находятся на большой глубине, или же залегают не под вулканами, а в стороне от них. В связи с этим интересно было выяснить природу интенсивных локальных аномалий ΔT_a , наблюдаемых в 1—3 км к югу и юго-востоку от вулканов (рис. 3 г).

Расчеты показывают, что эти аномалии вызваны интрузивными телами основного или среднего состава, имеющими изометрическое сечение и залегающими на глубине 500—800 м от дневной поверхности. Судя по всему, образование интрузивных тел и извержения вулканов парагенетически связаны между собой и являются выражениями единого тектоно-магматического процесса. Возможно, что вулканы были связаны с обнаруженными телами, как с питающими очагами. В таком случае следует полагать, что имела место почти горизонтальная миграция магмы от очага к дневной поверхности.

Таким образом, приведенные примеры по геофизическому изучению глубинного строения вулканов подтверждают представления об ареальном характере вулканизма Гегамского нагорья [3]. Совместный анализ наземных и аэромагнитных данных показывает, что многочисленные локальные аномалии ΔT_a , наблюдаемые в пределах нагорья, вызваны субвулканическими телами, служившими, по всей вероятности, питающими очагами для моногенных вулканов.

Մ. Ս. ԲԱԴԱԼՅԱՆ

ԳԵՂԱՄԻ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԿՈՆԵՐԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ
ԳԵՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ու մ

Գեղամի մի շարք հրաբխային կոների վրա կատարած գեոֆիզիկական ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ վերջիններս բնութագրվում են մագնիսական դաշտի ուղղաձիգ բաղադրիչի դրական անոմալիաներով: Դիտարկված կոների համեմատությունը հրաբխային կոների համար հաշվված տեսական անոմալիաների հետ ցույց է տալիս, որ հրաբխային ապարատների մագնիսական դաշտը պայմանավորված է ոչ միայն կոները կազմող ապարների ազդեցությամբ, այլև նրանց տակ խոր տեղադրված, մագնիսական տեսակետից ակտիվ մարմինների առկայությամբ:

Հարյուր մետր բարձրությունից Գեղամի հրաբխային շրջանում դիտվում են բազմաթիվ լոկալ մագնիսական անոմալիաներ, որոնցից շատերը տարածականորեն համապատասխանում են հրաբխային կոներին: Ենթադրվում է, որ դիտվող լոկալ անոմալիաները հիմնականում պայմանավորված են հրաբխային կոների տակ տեղադրված սուբհրաբխային մարմինների առկայությամբ:

Ստացված արդյունքներն առավելապես համապատասխանում են Գեղամի արեալ հրաբխականության տեսակետին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аколян Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
2. Геология Армянской ССР, т. 10, Геофизика, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
3. Карапетян К. И., Адамян А. А. Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР, Ереван, 1973.
4. Миков Д. С. Методы интерпретации магнитных аномалий. Изд. Томского университета, Томск, 1962.
5. Программы для решения геофизических задач на ЦВМ. ПК ОП ВСЕГЕИ, Ленинград, 1970.
6. Скежко А. А. Типовая программа для ЦВМ «Минск-2», «Рельеф-1». ПК ОП ВСЕГЕИ, Ленинград, 1968.
7. Успенский Д. Г. Гравиразведка. «Недра», Л., 1968.
8. Харазян Э. Х. Дслеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гегамского нагорья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1975.

УДК 550.89:550.42

А. А. АВАКЯН, Г. М. МКРТЧЯН

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРОАНАЛИТИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ
МОДЕЛИРОВАННЫХ НОРМАЛЬНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ

Одной из важных, широко используемых в геологии характеристик поведения химических элементов является статистический закон и параметры распределения их содержаний.

В геохимической практике считается, что наиболее распространенными законами распределения содержаний элементов являются нормальный и логнормальный законы, реже встречаются распределения Пирсона, Пуассона. При этом характер закона используется для генетических выводов [1, 2, 4--6, 9, 11, 12]. Однако, видимо, во всех случаях геолого-геохимических исследований исходным материалом для генетической интерпретации служат распределения аналитических оценок истинных содержаний. Известно, что аналитический метод вносит определенную погрешность в указанные оценки. Очевидно, что определенным образом искажается также исходное распределение оцениваемых содержаний, что, как правило, не учитывается во множестве геохимических работ.

Целью настоящей работы является выявление степени и характера изменения исходного распределения при наложении аналитической дисперсии.

Вместе с тем, результаты работы позволяют получить объективную информацию о величине погрешности аналитического метода, определение которой является актуальной задачей [7, 10].

Поставленная задача решается путем моделирования процесса аналитической оценки природного распределения. В качестве природного (исходного) распределения взяты смоделированные указанных ниже способом распределения с заданным законом и параметрами.

Одни и те же распределения оценены аналитическими методами различной точности, что дает возможность выяснить влияние величины погрешности анализа на оценку исходного распределения. Известно, что такая задача теории вероятностей рассматривается как сумма (в частном случае как композиция) законов распределения и ее решение может осуществляться теоретически. Однако для теоретического решения необходимы функции составляющих распределений. На практике оказывается, что закон распределения ошибки анализа не всегда устанавливается однозначно, а его дисперсия—величина непостоянная, в связи с чем задача решена указанным ниже способом экспериментального моделирования.

Прежде всего составляется ряд нормальных распределений содержаний элементов с заданными параметрами: средним (m), дисперсией (σ^2), асимметрией (A) и эксцессом (E). Определяется размах концентраций, соответствующий крайним значениям ($m \pm 3\sigma$) совокупности распределений, который делится на равные интервалы. Для каждого распределения определяется плотность вероятности $f(X)$ концентраций, соответствующих серединам этих интервалов:

$$f(X) = \frac{f(t)}{\sigma},$$

где $t = \frac{X - m}{\sigma}$, а $f(t)$ — нормированная функция нормального распределения, значения которой определялись по табличным данным.

Число проб (n_i) с данной концентрацией (X_i), соответствующее найденной плотности вероятности $f(X_i)$, определялось из выражения:

$$n_i = Nf(X_i),$$

где N — общее число проб, составляющих данное распределение.

Число проб данной концентрации, необходимое для реализации совокупности распределений, определяется по тому распределению, где данная концентрация представлена наибольшим числом проб. Общее число проб всех концентраций определяется как сумма чисел проб, установленных для каждой концентрации.

В соответствии с вышеизложенным в описываемом эксперименте было составлено шесть нормальных распределений в пределах 2,5 десятичных порядков концентраций: 0,00005—0,01% для одной и 0,0005—0,1% для другой группы элементов. Указанные интервалы концентраций характерны для геохимической и спектроаналитической практики. Распределения содержаний второй группы элементов характеризуются параметрами, приведенными в табл. 1.

Таблица 1

Параметры моделированных распределений

Параметры	Р а с п р е д е л е н и я					
	I	II	III	IV	V	VI
m (%)	0,05	0,05	0,05	0,05	0,025	0,085
σ (%)	0,005	0,01	0,015	0,0165	0,005	0,005
V (%)	10	20	30	33	20	5,9

Первые четыре распределения (I—IV, табл. 1) имитируют природные нормальные распределения с широко варьирующей относительной дисперсией, нижний предел которой соответствует коэффициенту вариации прецизионных методов анализа (10%), а верхний (33%) —

почти максимально возможной при нормальном распределении (33, 33...%).

Распределения I, V и VI (табл. I) имели целью изучить также влияние особенностей распределения погрешностей анализа для концентраций в начале и в конце десятичного порядка концентраций.

Для реализации указанных распределений в виде проб использованы стандартные (ГА и СА на гранитной основе) и изготовленные нами эталоны.

Концентрации элементов в эталонах представляют собой ряд чисел, составляющих арифметическую прогрессию с «разностью» $d = 0,0005\%$ и первым членом $C_1 = 0,0005\%$ для элементов *Co, Mo, W, Ag, Bi, Cd, Sn, Ge* (1-й ряд) и соответственно $d' = 0,005\%$ и $C'_1 = 0,005\%$ для *Ni, Ga, Pb, Sb, As, Zn* (2-й ряд).

Обе серии элементов совмещены в одних эталонных пробах, т. е. в каждом образце содержатся элементы обоих рядов, при этом концентрации для второго ряда на порядок выше, чем для первого. Общее число эталонных проб—21. На основе эталонов ГА и СА нами получен комплексный «головной» эталон, содержащий элементы первого ряда в концентрации 0,01% и второго—0,1%. Остальные эталоны готовились из головного методом параллельного разбавления, в отличие от общепринятого «последовательного», при котором, как известно, последующий эталон с более низкой концентрацией элементов готовится из предыдущего. Единовременно для всех эталонов взвешивались расчетные порции головного эталона и разбавителя—«стерильной» гранитной основы.

Эталоны готовились в порядке возрастания концентраций элементов. Ранее взвешенные порции головного эталона и гранитной основы перетирались в агатовой ступке в присутствии спирта. Для тех эталонов, у которых навески основы и головного эталона различались более чем в три раза, разбавление и истирание производилось в 2—3 этапа. По окончании истирания эталоны высушивались до комнатной влажности.

Описанный метод изготовления эталонов, обеспечивая единовременность взвешивания всех навесок и исключая возможность передачи погрешности, допущенной при изготовлении одной концентрации всем последующим, повышает точность их изготовления.

К достоинствам метода следует также отнести возможность изготовления эталонов от низких концентраций к высоким, исключаящую опасность их взаимного «заражения», а также большую однородность и идентичность гранулометрического состава всех эталонных концентраций.

Рандомизация последовательности 205 спектральных анализов изготовленных эталонов проведена с помощью таблицы случайных чисел.

Анализ выполнен на спектрографе ДФС-13 с использованием стандартного образца ВНИИСО № 55-а в качестве фиксатора фототехнических условий [3].

Применены три варианта спектрального анализа: полуколичественный (1), приближенно-количественный (2) и количественный (3). В первом варианте аналитическим критерием служит число ступеней линий (n) без корректировки, во втором—число ступеней (n) с корректировкой уровня фотопластинки по стандарту, в третьем—разность числа ступеней (Δn) аналитической линии и линии железа, присутствующего во всех пробах практически в постоянном количестве. В третьем случае опробованы разновидности с использованием линий железа 2866 Å (3-а), 3298 Å (3-б) и полусуммы чисел их ступеней (3-в).

В табл. 2 приведены среднеквадратичные стандартные отклонения указанных вариантов метода для линии никеля 2992 Å.

Таблица 2

Среднеквадратичные стандартные отклонения, выраженные в долях ступеней

Вариант метода анализа	1	2	3-а	3-б	3-в
$\sigma_n (\sigma_{\Delta n})$	0,26	0,21	0,20	0,19	0,15

Для дальнейшего эксперимента выбраны 1, 2 и 3-в варианты метода анализа, среднеквадратичные погрешности которых различаются в 1,3 раза:

$$\left(\frac{\sigma_1}{\sigma_2} = \frac{\sigma_2}{\sigma_{3-B}} = 1,3 \right).$$

Для исключения систематических ошибок, обусловленных различием валового состава проб и эталонов, рассмотрен вариант оценки содержаний в эталонных пробах по градуированным графикам, построенным на основании этих же эталонов (для 2 и 3-в вариантов).

Закономерности распределения рассмотрены отдельно для аналитических критериев (n и Δn) и полученных по ним оценкам содержаний элементов.

Таким образом, для шести моделированных распределений каждого элемента получаем 36 распределений аналитических оценок.

Для краткости условимся называть распределение концентраций никеля в моделированной совокупности эталонных проб исходным распределением, распределение аналитических оценок этих концентраций—результатирующим распределением, соответственно параметры распределения—исходными и результирующими.

В табл. 3 и 4 представлены параметры всех вариантов исходных и результирующих распределений для никеля. На рис. 1 для некоторых выборок представлены исходные распределения, экспериментальные результирующие гистограммы и (в двух случаях) аппроксимирующие их нормальные распределения.

В табл. 3 и 4 приняты следующие обозначения: $\bar{n}$, $\overline{\Delta n}$, $\bar{C}\%$, S_n , $S_{\Delta n}$, $S_{C\%}$ —средние арифметические значения и среднеквадратичные отклонения результирующих распределений соответственно—ступеней, раз-

ности ступеней и концентраций, m и S —средние арифметические и среднеквадратичные отклонения исходных распределений, A —асимметрия, E —эксцесс: $K_A = \frac{A}{\sigma_A}$ и $K_E = \frac{E}{\sigma_E}$ —критерии аппроксимации распределения нормальным законом, V —коэффициент вариации.

Далее рассматриваются некоторые закономерности, вытекающие из приведенных данных.

Средние значения ступеней ($\bar{n}$) и их разностей ($\Delta\bar{n}$) распределений 1 (I—IV), 2 (I—IV), 3 (I—IV) (табл. 1), соответствующих исходным распределениям, имеющим одинаковые средние, весьма близки.

Дисперсии тех же распределений увеличиваются соответственно увеличению исходных дисперсий, что доказывает чувствительность всех вариантов методов анализа к изменению исходной дисперсии.

Таблица 3

Параметры результирующих распределений числа ступеней линии никеля 2992 Å

Распределение	Аналитический критерий								
	n (1)			n с поправкой (2)			Δn (3)		
	$\bar{n}$	$\frac{A}{K_A}$	$\frac{E}{K_E}$	$\bar{n}$	$\frac{A}{K_A}$	$\frac{E}{K_E}$	$\frac{\Delta n}{S_{\Delta n}}$	$\frac{A}{K_A}$	$\frac{E}{K_E}$
	$\frac{\bar{n}}{S_n}$			$\frac{\bar{n}}{S_n}$			$\frac{\Delta n}{S_{\Delta n}}$		
I	6,34	0,39	1,06	6,15	0,45	−0,76	0,39	0,62	0,83
	0,29	1,4	1,89	0,25	2,29	−1,36	0,21	2,14	1,48
II	6,31	0,29	−0,45	6,1	0,24	−0,5	0,40	−0,014	−0,15
	0,35	1,21	−0,94	0,30	0,95	−1,0	0,25	−0,06	−0,31
III	6,30	0,10	−0,43	6,1	−0,2	−0,27	0,40	−0,23	0,09
	0,41	0,45	−0,96	0,40	0,91	−0,6	−0,36	−1,0	0,2
IV	6,30	0,25	0,059	6,08	−0,24	0,44	0,40	−0,25	−0,08
	0,46	1,14	0,14	0,44	−1,05	1,0	0,39	−1,14	−0,18
V	5,63	−0,018	0,61	5,44	0,092	−0,73	−0,25	0,24	−0,28
	0,29	−0,051	0,78	0,27	0,23	−0,9	0,24	0,62	−0,36
VI	6,80	0,29	−0,56	6,60	0,072	−0,39	0,9	0,036	−1,15
	0,32	0,72	−0,72	0,28	0,18	−0,5	0,26	0,09	−1,47

Для распределений с равными исходными дисперсиями, но разными средними (V, I, VI) результирующие дисперсии с 95% доверительной вероятностью не различаются.

Результирующие дисперсии распределений, соответствующих одному и тому же исходному распределению, уменьшаются с увеличением точности метода.

Для всех трех вариантов метода анализа распределения аналитических критериев (n , Δn) подчиняются нормальному закону. Величина асимметрии указанных распределений уменьшается, переходя из положительной в отрицательную при увеличении исходной дисперсии (от I к IV по столбцам) и точности метода (от 1 к 3 по строкам).

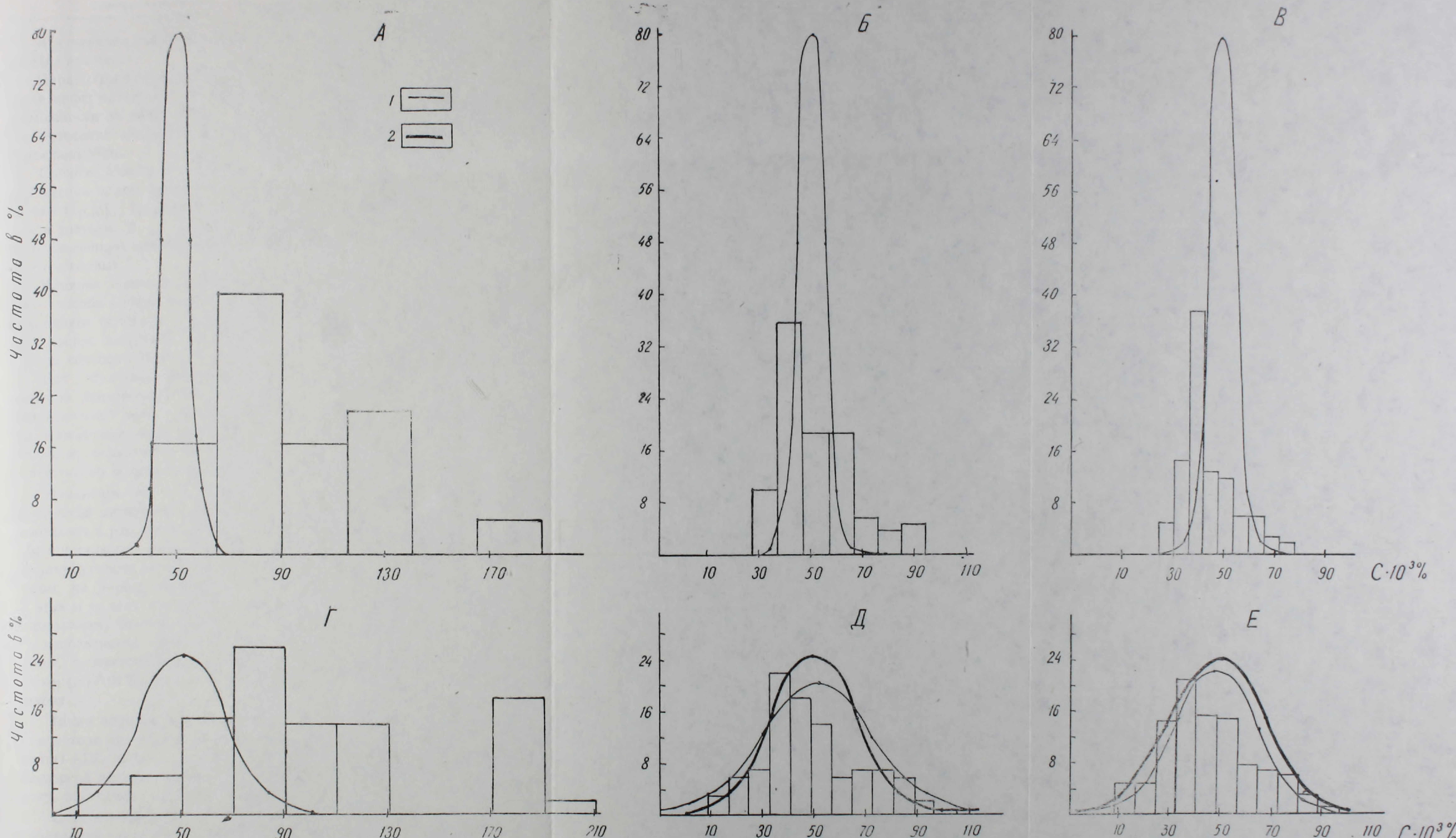
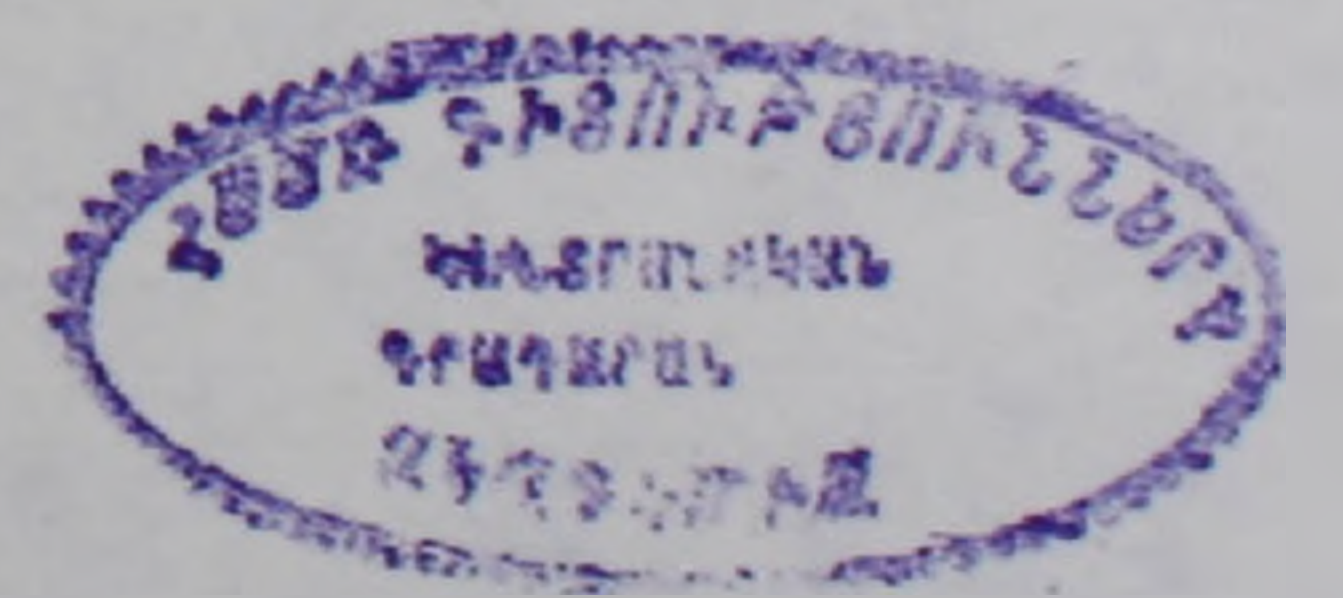


Рис. 1. Графики моделированных функций распределения содержаний Ni (1), гистограммы распределения аналитических оценок содержаний и графики аппроксимирующих их функций (2). Варианты выборок (табл. 4). А— I_1 , Б— I_2 , В— I_3 , Г— IV_1 , Д— IV_2 , Е— IV_3 .



В изменении величины эксцесса определенных закономерностей не прослеживается.

Параметры результирующих распределений концентраций (табл. 4) более информативны, чем параметры распределения ступеней ввиду возможности их сравнения с исходными параметрами. В связи с этим распределения аналитических оценок концентраций рассмотрены нами более подробно.

Средние каждого из исходных распределений во всех трех способах оценки в той или иной степени искажены. При первом способе оценки (1_{I-IV}) средние значения завышены почти в два раза, при втором и третьем (2_{I-IV} и 3_{I-IV}) отклонение средних незначительно и, за исключением выборки 3(I), с 5% уровнем значимости не отличаются от исходных.

Влияние величины исходной дисперсии на оценку средних для каждого способа оценки выявляется сравнением выборок I—IV, имеющих одинаковые исходные средние. Тенденция к увеличению среднего вместе с ростом дисперсии определенным образом проявляется лишь при первом способе оценки.

Все результирующие распределения имеют существенную положительную асимметрию (при нулевой исходной). Увеличение точности аналитической оценки вызывает четкую тенденцию уменьшения величины асимметрии лишь при больших исходных дисперсиях (III и IV). Величина асимметрии, за некоторым исключением, уменьшается соответственно возрастанию исходной дисперсии (I—IV).

Изменение эксцесса исходных распределений при наложении аналитической дисперсии аналогично изменению асимметрии. Отличие заключается в том, что его величины не выходят за пределы, допустимые для нормального распределения. Вследствие большой асимметрии все результирующие распределения, оцененные первым аналитическим способом, не аппроксимируются нормальным законом (рис. 1, табл. 4). В этом и во всех других случаях в качестве критерия принадлежности нормальному закону, кроме величины дисперсии асимметрии и эксцесса, использовано также χ -распределение. Результирующие распределения, соответствующие исходным распределениям с малыми дисперсиями (до 0,01%) по той же причине также не подчинены нормальному закону.

Таким образом при приближенно-количественном и более уточненном методе аналитической оценки в ряду результирующих распределений (I—IV, табл. 4), расположенных по мере увеличения исходных дисперсий первые два распределения не подчиняются нормальному закону, последние сохраняют исходный нормальный закон.

Следует отметить, что закономерности этой трансформации распределений концентраций весьма идентичны отмеченному выше изменению величины асимметрии распределения аналитических параметров. При этом сохранение исходного нормального закона распределения.

Таблица 4

Параметры исходных и результирующих распределений концентрации никеля

Распределение	Параметры исходных распреде- лений	Объемы выборки (число проб)	М е т о д а н а л и з а											
			Полуколичественный (1)				Приближенно-количественный (2)				Количественный (визуальн.) (3)			
			$\frac{\bar{C}^{\circ}/_0}{S_{C^{\circ}/_0}}$	V	$\frac{A}{K_A}$	$\frac{E}{K_E}$	$\frac{\bar{C}^{\circ}/_0}{S_{C^{\circ}/_0}}$	V	$\frac{A}{K_A}$	$\frac{E}{K_E}$	$\frac{\bar{C}^{\circ}/_0}{S_{C^{\circ}/_0}}$	V	$\frac{A}{K_A}$	$\frac{E}{K_E}$
I	$m = 0,05^{\circ}/_0$ $S = 0,005^{\circ}/_0$ $V = 10^{\circ}/_0$	78	$\frac{0,093}{0,033}$	35,5	$\frac{0,97}{3,4}$	$\frac{0,30}{0,55}$	$\frac{0,051}{0,014}$	27,6	$\frac{0,98}{3,5}$	$\frac{0,045}{0,08}$	$\frac{0,045}{0,010}$	22,0	$\frac{0,93}{3,33}$	$\frac{0,60}{1,1}$
II	$m = 0,05^{\circ}/_0$ $S = 0,01^{\circ}/_0$ $V = 20^{\circ}/_0$	100	$\frac{0,094}{0,039}$	41,5	$\frac{0,99}{4,08}$	$\frac{-0,11}{-0,23}$	$\frac{0,050}{0,016}$	32,0	$\frac{0,8}{3,2}$	$\frac{-0,32}{-0,64}$	$\frac{0,018}{0,014}$	29,2	$\frac{0,95}{3,8}$	$\frac{0,5}{1,0}$
III	$m = 0,05^{\circ}/_0$ $S = 0,015^{\circ}/_0$ $V = 30^{\circ}/_0$	120	$\frac{0,095}{0,047}$	49,5	$\frac{0,83}{3,7}$	$\frac{-0,29}{-0,6}$	$\frac{0,052}{0,020}$	38,4	$\frac{0,64}{2,9}$	$\frac{-0,15}{-0,34}$	$\frac{0,047}{0,016}$	34,0	$\frac{0,48}{2,18}$	$\frac{0,44}{0,9}$
IV	$m = 0,05^{\circ}/_0$ $S = 0,0165^{\circ}/_0$ $V = 33^{\circ}/_0$	125	$\frac{0,10}{0,051}$	51,0	$\frac{0,66}{3,0}$	$\frac{-0,46}{-1,05}$	$\frac{0,051}{0,021}$	41,0	$\frac{0,038}{0,17}$	$\frac{-0,2}{-0,45}$	$\frac{0,047}{0,018}$	38,3	$\frac{0,44}{1,95}$	$\frac{-0,31}{-0,7}$
V	$m = 0,025^{\circ}/_0$ $S = 0,005^{\circ}/_0$ $V = 20^{\circ}/_0$	40	$\frac{0,043}{0,012}$	27,9	$\frac{0,72}{1,8}$	$\frac{0,16}{0,21}$	$\frac{0,026}{0,0082}$	31,5	$\frac{1,02}{2,6}$	$\frac{0,98}{1,26}$	$\frac{0,024}{0,0076}$	32,0	$\frac{0,79}{2,05}$	$\frac{-0,09}{-0,1}$
VI	$m = 0,085^{\circ}/_0$ $S = 0,005^{\circ}/_0$ $V = 5,9^{\circ}/_0$	40	$\frac{0,15}{0,051}$	34,0	$\frac{0,60}{1,5}$	$\frac{0,82}{1,05}$	$\frac{0,079}{0,019}$	21,0	$\frac{-0,10}{-0,26}$	$\frac{1,11}{1,42}$	$\frac{0,078}{0,019}$	23,0	$\frac{0,81}{2,1}$	$\frac{-0,55}{-0,69}$

концентраций хорошо совпадает с переходом асимметрии распределений аналитических параметров к отрицательным значениям.

Распределения V, I и VI позволяют сравнить выборки с одинаковой исходной дисперсией ($S=0,005\%$) и различными средними ($m_V=0,025\%$, $m_I=0,05\%$ и $m_{VI}=0,085\%$). Результирующие дисперсии для них существенно различаются, возрастая пропорционально росту среднего. Несмотря на это, даже наиболее «грубый» полуколичественный анализ хотя и приводит к увеличению результирующих дисперсий и смещению средних значений концентраций, однако сохраняет соотношение последних ($\bar{C}_V:\bar{C}_I:\bar{C}_{VI}=1:2,16:3,48$) по сравнению с исходным ($m_V:m_I:m_{VI}=1:2:3,4$).

Распределения V, I и VI позволяют рассмотреть также влияние величины среднего значения концентрации на исходный закон распределения. Распределения V и VI сохраняют исходный нормальный закон при всех способах аналитической оценки, в то время как нормальный закон первого распределения трансформируется даже при наиболее точном из них. Таким образом причиной трансформации исходного нормального закона распределения является не только определенное соотношение величин исходной и аналитической дисперсий, как это отмечается в литературе [8], но и величина исходной средней.

Приведенные данные показывают, что закон и параметры результирующего распределения находятся в сложной зависимости от закона и параметров как исходного распределения, так и распределения аналитической ошибки. В зависимости от соотношения последних исходное нормальное распределение аналитически может быть оценено как нормальное, или отличающееся от него. Следовательно, часто встречающееся в геологии отождествление законов распределения концентраций и распределения их аналитических оценок допустимо лишь в ограниченном числе случаев, когда можно доказать его корректность. Полученные соотношения не противоречат, но несколько сложнее чем зависимости, получаемые по правилу композиции нормальных законов, если принять распределение аналитической ошибки за нормальное с постоянными параметрами. Однако, как известно из литературы и подтверждается настоящим экспериментом, параметры и возможно самораспределение аналитической ошибки в ступенях, и тем более в концентрациях, изменяются в зависимости от величины анализируемых концентраций, что не позволяет теоретически изучить указанные соотношения без предварительного исследования особенностей распределения аналитической ошибки.

В связи с тем, что описанные количественные соотношения важны как для геохимической, так и спектроскопической практики, представляется целесообразным продолжение их изучения с целью установления количественных соотношений между рассмотренными параметрами в широком диапазоне химических элементов, концентраций, законов их распределения и методов анализа.

Ա. Ա. ԱՎԱԿՅԱՆ, Դ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ՄՈԴԵԼԱՑՎԱԾ ՆՈՐՄԱԼ ԲԱՇԽՈՒՄՆԵՐԻ ՍՊԵԿՏՐԱԼ ԱՆԱԼԻՏԻԿ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Գեոքիմիական վիճակագրական բաշխումները հանդիսանում են ապար-
ներում քիմիական տարրերի (բնական) կոնցենտրացիաների բաշխման անա-
լիտիկ գնահատում: Նրանք ենթարկվում են նորմալ, լոգարիթմական նորմալ
և այլ օրենքներին:

Աշխատանքի նպատակն է ուսումնասիրել անալիտիկ սխալի հետևանքով
բնական բաշխման օրենքի փոփոխությունը: Դա կատարված է նորմալ բաշխ-
ման ընդհանրությունների անալիտիկ գնահատման օգնությամբ: Նշված ընդ-
հանրությունները կազմված են որոշակի թվով էտալոնային նմուշներից և նրանց
տրված են որոշակի պարամետրեր՝ միջին, դիսպերսիա, ասիմետրիա և էքսցես:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ անալիտիկ գնահատման
բաշխման օրենքը բարդ կախման մեջ է գտնվում բնական և անալիտիկ սխալ-
ների բաշխման պարամետրերից՝ միջինից և դիսպերսիայից: Վերջիններիս
մեծությունների հարաբերությունից է կախված անալիտիկ գնահատման
բաշխման ֆունկցիայի տեսքը:

Հետևաբար, բնական բաշխման նույնացումը նրա անալիտիկ գնահատ-
ման հետ, որն ընդունված է գեոքիմիական ուսումնասիրությունների ժամանակ,
ընդհանուր առմամբ անթույլատրելի է: Դա հնարավոր է միայն այն դեպքե-
րում, երբ նման նույնացման ճշմարտությունն ապացուցված է:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вистелиус А. Б. Модели процессов и парагенетический анализ. Геология и геофизика, № 7, 1963.
2. Минеева И. Г., Коробков В. И. Микрораспределение радиоактивных элементов в калиевых щелочных породах. Геохимия, № 7, 1966.
3. Мкртчян Г. М., Мартиросян М. Я. К вопросу о точном воспроизведении условий и повышении правильности полного спектрального анализа геологических материалов. В сб. тезисов докладов Первой научно-техн. конф. по эталонированию, унификации и стандартизации методов спектрального анализа. Тбилиси, 1966.
4. Нарсеев В. А., Бугаец А. Н. Фосфор в гранитоидах Калбы. Вестн. АН Каз. ССР, № 2, 1963.
5. Пароникян В. О. О нормальном распределении содержаний элементов в рудах и минералах. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
6. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.
7. Русанов А. К., Райхбаум Я. Д., Калинин С. К., Фалькова О. Б. Современные методы спектрального анализа в геологии и геохимии. В сб. «Прикладная спектроскопия», Минск, 1974.
8. Ткачев Ю. Н., Юдович Я. Э. Статистическая обработка геохимических данных. «Наука», Л., 1975.
9. Толстой М. И., Остафийчук И. М. Некоторые закономерности статистического распределения химических элементов в горных породах и их использование для геохимических целей. Геохимия, № 10, 1963.

10. *Шаевич А. Б.* Метрологические аспекты количественного спектрального анализа. В сб. тезисов докл. Первой Всес. конф. по новым методам спектрального анализа и их промышленным применениям. Свердловск, 1975.
11. *Ahrens L. H.* The lognormal distribution of the elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 5, 49, 1955.
12. *Shaw D. M.* Element distribution laws in Geochemistry. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, V. 23, № 1—2, 1961.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННОЙ
ФОРМАЦИИ КЕЛЛОВЕЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
АРМЯНСКОЙ ССР

В северо-восточной части Армянской ССР терригенная формация келловея имеет значительное, хотя и неравномерное, прерывистое распространение [1, 2]. Залегают она трансгрессивно и с угловым несогласием на различных горизонтах среднеюрских (байос-бат) образований, представленных вулканическими, а в меньшей мере—осадочными песчано-глинистыми образованиями. С запада на восток терригенная формация прослеживается от бассейна правобережных притоков реки Агстев (окрестности сс. Верхний Агдан и Ревазлу) до бассейна среднего течения р. Хндзурут. На этой обширной территории, однако, она участками (бассейн р. Тавуш) резко сокращается по мощности и выпадает из разреза. Мощность формации 120—360 м. По вещественному составу главная роль принадлежит обломочным породам, среди которых преобладают песчаники и гравелиты. Количественное соотношение разных типов осадочных пород может быть выражено следующим образом: конгломераты—2-10%, песчаники и гравелиты—70-85%, алевролиты и глины—7-20%, известняки—1-6%. Вулканические породы развиты лишь в западной части изученной территории, примыкающей к Иджеванскому синклинорию¹.

Главные типы пород. 1. Конгломераты. Грубообломочные образования в терригенной формации представлены неравномерно и пространственно связаны с нижней частью разреза. Преобладают среднегалечные, а в меньшей мере—крупногалечные разновидности. Среди них преобладают сферичные и сплюсненно-сфероидальные разновидности (85—95%), уплощенных и плосковытянутых галек меньше (5—15%). По их составу выделены две главные разновидности.

а) Кварц-плаггиопорфирокластические конгломераты. В их составе преобладают (85—95%) породы среднеюрского кислого вулканического комплекса, главным образом липаритовые и липарито-дацитовые порфиры. Кроме того, встречаются гальки измененных (окварцевание, эпидотизация, серицитизация, хлоритизация) разновидностей тех же пород. Песчано-гравийный заполнитель сложен преимущественно кислыми граувакками и гравелитами. Цемент, главным образом, карбонатный или смешанный—карбонатно-глинистый.

¹ Имеется в виду территория Шамшадинского антиклинория и прилежащих участков. В междуречье Агстев—Дебед, в пределах той же формации наблюдается иное соотношение пород.

б) Полимиктовые конгломераты. Они состоят из гальки различных групп пород: 1) продуктов размыва вышеназванных кислых вулканитов—30—35%; 2) продуктов размыва основных-средних вулканитов—60—70%; 3) другими породами (песчаники, алевриты, редко аргиллиты, известняки) 2—10%.

Заполнителем служит песчано-гравийный материал смешанного состава. Цемент преимущественно карбонатный. Преобладает первый тип конгломератов, полимиктовые разновидности менее распространены.

2. Песчаники являются преобладающей породой терригенной формации. Среди них выделены две группы, резко отличные как по составу, так и по масштабам распространения: кварц-порфировые и андезит-базальтовые граувакки [2, 3]. Преобладает первая группа песчаников.

а) Кварц-порфировые граувакки. Под этим названием описываются породы, состоящие из трех главных компонентов: обломками кислых вулканитов (главным образом липаритовых, липарито-дацитовых порфиров), плагиоклазов и кварца.

Содержание вышеприведенных компонентов в песчаниках колеблется в широких пределах. По этому признаку выделены следующие разновидности¹: 1) полевошпатовые граувакки; обломки пород 75—25%, полевые шпаты—75-15%, кварц $\leq 10\%$; 2) кварц-полевошпатовые граувакки: обломки пород—75-25%, $10\% < \text{кварца} \leq \text{полевого шпата}$; 3) собственно граувакки: обломки пород—100-75%, полевые шпаты—25-0%, кварц—25-0%.

В количественном отношении явно преобладает первая группа песчаников, т. е. полевошпатовые разновидности кислых граувакк, составляющие примерно 65-85% от их общего количества. Вторая и третья разновидности, как и другие песчаники этой группы (граувакковые аркозы), менее распространены. Наряду с вышеназванными типами песчаников в значительной мере распространены их известковистые разновидности. По окраске песчаники разнообразны, однако преобладают светлые, зеленовато-серые тона. Темная и темно-серая окраска присуща разновидностям, обогащенным тонкорассеянным, частично обугленным растительным детритом.

Обломки пород. В составе обломков преобладает группа кислых вулканитов, среди которых обильны кварцевые плагиопорфиры с микрогранитовой и микрофельзитовой структурой основной массы. Обломки других разновидностей кислых вулканитов (кератофиры, дациты) гораздо редки. В резко подчиненном количестве (0—8%) встречаются иные обломки, среди которых определены: 1) андезиты с гиалопилитовой структурой; 2) диабазы с интенсивно хлоритизированным компонентом; 3) песчаники и аргиллиты; 4) интенсивно монтморилло-

¹ В основу принята классификация В. Д. Шутова [4].

нитизированные и селадонитизированные породы основного—среднего состава.

Полевые шпаты. Содержание полевых шпатов в песчаниках колеблется в широких пределах от 5—8 до 15—40%. Размеры зерен варьируют от 0,05 до 0,4—0,5 мм, включая многие промежуточные величины. Плагноклазы представлены преимущественно кислыми-средними разновидностями, нередко с полисинтетическими и простыми двойниками и в виде гломеропорфировых агрегатов. Среди них определены альбит, олигоклаз, кислый андезин. В подчиненном количестве присутствуют основные плагноклазы. Калиевый полевой шпат встречается спорадически.

Кварц является одним из главных терригенных компонентов, хотя его содержание варьирует в широких пределах. Величина зерен редко превышает размеры 0,25—0,80 мм. Преобладающим типом обломочного кварца являются изометричные или близкие к этому водянопрозрачные зерна, в которых нередко сохранен бипирамидальный габитус. Количество газово-жидких и минеральных включений в нем небольшое. Подобный облик кристаллов кварца, характерный для изученных песчаников, присущ высокотемпературному кварцу эффузивных пород и указывает на его источник—породы среднеюрского кварцпорфирового комплекса.

В подчиненном количестве встречаются другие разновидности кварца: мозаичного строения, катаклазированного с волнистым угасанием, неправильно изометрической формы с игольчатыми включениями рутила и циркона.

Цементирующий материал в песчаниках представлен карбонатным и глинистым веществом, а также их смесью. Карбонатный цемент обильен, содержание его варьирует в широких пределах—от 1-5 до 50%, т. е. от практически бесцементных пород до разновидностей с весьма обильным (предел градации песчаников) цементом.

Изучение минерального состава песчаников показывает выдержанность по составу породообразующих и аксессуарных компонентов. Для кварц-порфировых граувакк характерны высокие содержания кварца (1—25,6%), плагноклазов (20—63%), обломков кислых эффузивов, магнетита (2,5—60%), эпидота (1—37,5%), цоизита (от единичных зерен до 5,2%). Среди терригенных компонентов тяжелой фракции присутствуют также циркон, ильменит. Остальные минералы встречаются спорадически. В целом состав аксессуарной тяжелой фракции беден. Практически отсутствуют рутил, сфен, анатаз, апатит.

б) Андезитовые и андезито-базальтовые граувакки. Это преимущественно грубо-крупнозернистые песчаники, в составе которых резко преобладают обломки основных и средних вулканитов. Среди них определены: 1) диабазовый плагноклазовый порфирит, 2) палагонитизированный авгитовый порфирит с микролитовой структурой основной массы, 3) хлоритизированные и опацизированные андезитовые порфириты с микролитовой, пилатокситовой и гиалопили-

товой структурой, 4) литокристаллокластические туфы основных-средних вулканитов.

В подчиненном количестве присутствуют обломки иного состава: зеленовато-серых аргиллитов, кварцевых порфиров, андезито-дацитов, кислых граувакк. Обломки кристаллов находятся в подчиненном количестве. Кварц редок, плагиоклазы представлены андезином, реже основным олигоклазом (№ 21—29). Кислые плагиоклазы встречаются спорадически. Цемент преимущественно карбонатный, составляет от 2—5 до 15—18%. Вторичный гидрохимический цемент (кремнисто-хлоритовый) встречается редко.

В изученных песчаниках наблюдается соответствие парагенезиса породообразующих и акцессорных минералов с составом материнских пород. Оно выражено в постоянном присутствии пироксенов (авгит, гиперстен, диопсид), а местами и роговой обманки. По сравнению с кислыми эффузивами заметно уменьшается содержание эпидота, зато появляются хромит, пикотит.

Таблица 1

Химические анализы кварц-плагиопорфировых и андезито-базальтовых граувакк

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	Влажность	Сумма
158—а	68,79	0,61	13,04	1,57	0,75	1,10	2,91	0,02	5,32	0,62	1,69	0,31	100,47
ш—7	69,88	0,60	14,10	3,05	1,40	1,68	1,92	0,04	4,20	0,65	2,34	0,31	100,17
ш—11	62,05	0,65	14,31	6,34	1,96	2,63	4,04	0,42	3,40	1,00	3,45	0,67	100,56
ш—110	51,46	0,60	10,44	1,93	1,29	16,33	0,75	0,25	3,30	0,60	13,52	0,41	100,88
ш—113	53,07	1,40	16,26	6,57	3,96	1,35	6,86	сл.	4,10	3,30	3,57	0,45	100,89
ш—26	55,71	0,88	16,50	7,04	1,44	3,99	4,48	0,02	4,13	1,88	3,64	1,47	100,75

Лаборатория ИГН АН Арм. ССР. Аналитики: Л. Оганесян и Н. Иванян.

Следует отметить, что описанные песчаники, образовавшиеся при размыве основных—средних вулканитов, развиты неравномерно и связаны преимущественно со средней—верхней частью разреза.

3. Алевролиты встречаются в виде маломощных (0,25—1 м) или небольших (2,5—3 м) пачек, а иногда и в виде ритмичного переслаивания с песчаниками (с. Чоратан). В обнажении это тонкослоистые, реже косослоистые серые породы. Преимущественные размеры обломков 0,02—0,05 мм. В целом по составу близки к мелкозернистым разновидностям кварц-полевошпатовых граувакк и отличаются от них меньшим содержанием обломков пород и несколько меньшей степенью окатанности.

4. Глинистые породы представлены преимущественно уплотненными и каменистыми разновидностями—аргиллитами, реже аргиллитоподобными глинами. Цвет коричневый, серовато-коричневый, в известковых разновидностях желтовато-серый. Наряду с однородным

строением, обусловленным микро-криптозернистой структурой основной массы глинистого вещества, в шлифах наблюдаются переходы к неоднородному глинисто-кластическому строению, обусловленному наличием алевритовых и песчанистых частиц. Последние представлены кварцем, полевым шпатом, измененными (глинизированными) обломками пород и чешуйками хлорита. Аргиллиты содержат растительные остатки, углеподобное вещество, включения пирита, реже сидерита. Глинистое вещество аргиллитов, по данным рентгеноструктурного, электронно-графического и термического анализов имеет смешанный, преимущественно двухкомпонентный состав. Основными компонентами являются хлорит и гидрослюда. В качестве примеси в ряде образцов зафиксированы каолинит и монтмориллонит.

5. Карбонатные породы представлены известняками нескольких, преимущественно мелководных разновидностей, среди которых выделены: полидетритово-шламовые, органогенно-обломочные и зачастую-оолитовые известняки.

Условия образования. Изученная формация была сформирована преимущественно в условиях морской мелководно-неритовой зоны, хотя и некоторое развитие имели дельтовые фации. Тот факт, что в вещественном составе преобладают обломки среднеюрских кислых вулканитов и соответствующие им кластические минералы, однозначно показывает, что главным поставщиком материала были местные источники сноса. Кроме того, в составе материнских пород значительную роль играли осадочные и осадочно-пирокластические образования, сформированные при более раннем размыве (верхнем байосе, бате) тех же кислых вулканитов. Гораздо меньшую роль в поставке терригенного материала играли порфириды основного—среднего состава и другие породы.

На фоне интенсивного привноса с суши имели место локальные проявления подводного вулканизма, однако роль этого явления в поставке обломочного материала была несравненно беднее. Климат был умеренно-влажным и теплым. В пользу этого свидетельствуют следующие данные: а) высокая карбонатность пород, наличие (местами) скоплений известняков; кальцитовый характер карбонатных накоплений, отсутствие или незначительное развитие доломитов; б) наличие обугленного растительного детрита.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.III.1976.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд-во АН Арм. ССР, 1949.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Мандалян Р. А. Геология Армянской ССР, т. V, «Литоология». Верхняя юра—нижний неокм. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
4. Шутов В. Д. Классификация терригенных пород и граувакк. В сб. «Граувакки». Тр. ГИН, вып. 238, «Наука», М., 1972.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.435.442

К. М. МУРАДЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
И ПЕРСПЕКТИВАХ ЗУЙГ-ДЖРАГАЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зуйг-джрагацкое месторождение находится в центральной части Хндзорутского рудного поля Шамшадинского района (рис. 1).

Впервые месторождение осматривалось Г. М. Смирновым, С. В. Констатовым, В. Н. Котляром, И. Н. Ситковским, П. П. Цамеряном, Н. Е. Гухман; И. Н. Ситковским в 1935 г. были проведены поисково-разведочные работы и крупномасштабная геологическая съемка на площади 6,5 кв. км.

Приводимое новое геолого-структурное описание Зуйг-джрагацкого месторождения является результатом наших полевых наблюдений. В пределах площади Зуйг-джрагацкого месторождения (до 5—6 кв. км) наблюдаются породы вулканогенно-обломочной, пирокластической (агломератовые туфы, лахаровые конглобрекции), лавокластической (туфолавы, брекчиевые лавы, глыбовые брекчиевые лавы) фаций, а также жерловой и субвулканической фаций базальт-андезитового и дацит-липаритового состава.

Заслуживает внимания брахикупольный конседиментационно-мульдообразный характер залегания отмеченных пород в бассейне р. Чардахли-дзор. Развиты здесь регионально-линейные (вытянутые на СЗ—310° и СВ—20-50°), дугообразные и радиально расходящиеся синвулканические трещины, контролирующие внедрение некков (жерловая фация) и залеченные дайковыми (субвулканическая фация) породами основного—среднего и кислого состава. Широко развито также линейно вытянутое и эллипсоидально-концентрическое распределение рудоносных метасоматитов (пропилиты и вторичные кварциты) вдоль регионально (в основном сев.-зап. простирания) и локально-линейно развитых зон разломов с минерализацией (жилы 1—9 и др.).

Размещение и внутреннее строение серно-медноколчеданной и барито-полиметаллической минерализации с фациями метасоматитов обнаруживают тесную связь с основными элементами верхнебайосской вулканической структуры. В формировании структур рассматриваемого месторождения проявляются следующие последовательные этапы: ранний—когда происходило заложение древних зон разломов (Мнапурская зона разломов сев.-зап. простирания), обычно залеченных вулканическими породами; средний—синвулканический, когда формировались рудоносные комплексы с линейно-концентрическими колонками формаций пропилитов и вторичных кварцитов и поздний—поствулканический, когда уже на сформированные породы вулканогенных комплексов были наложены позднейшие тектонические движения.

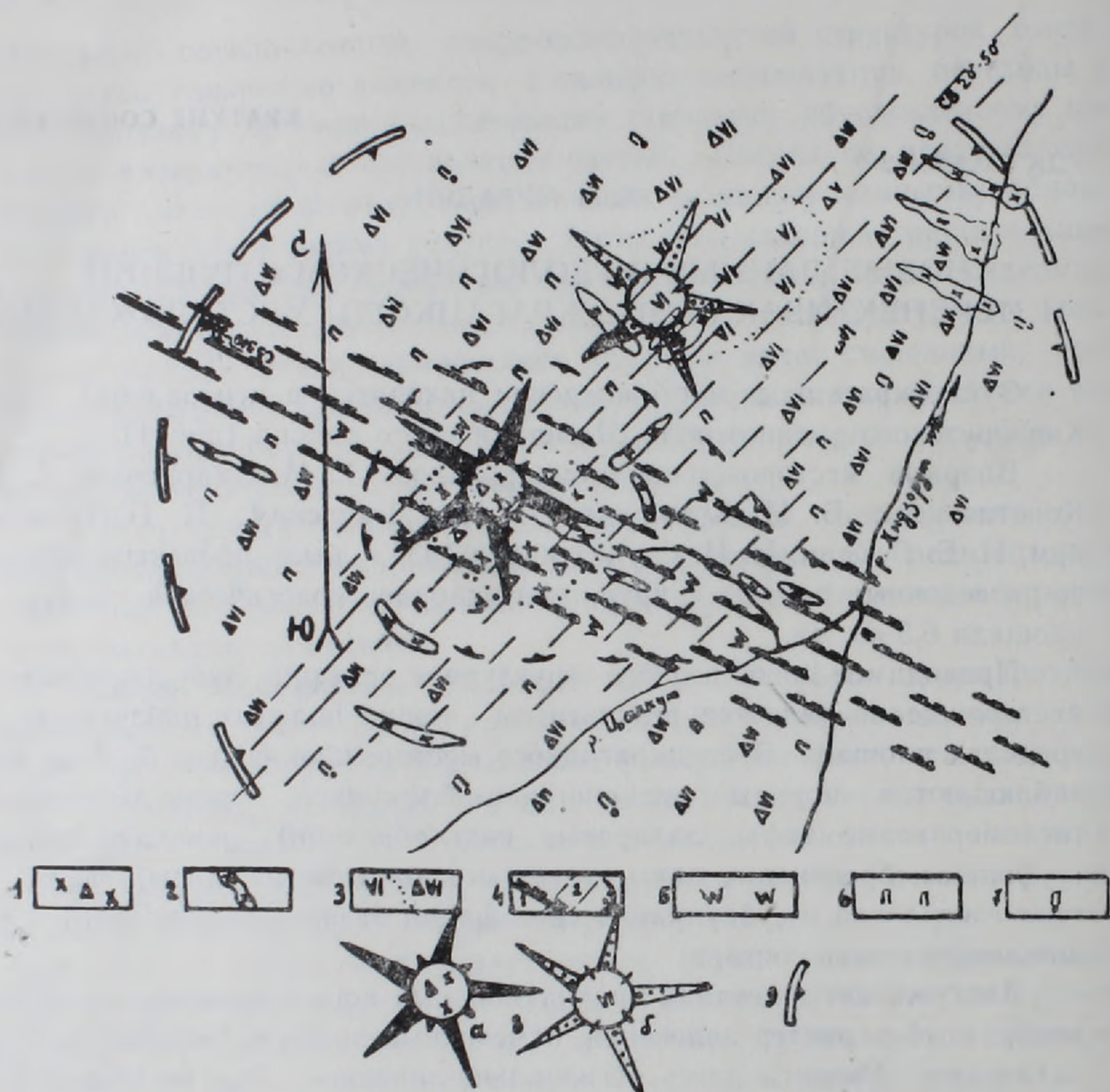


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Зуйг-джрагацкого месторождения (составил К. М. Мурадян). 1. Дацит-липариты—жерловая фация. 2. Дацит-липариты—субвулканическая фация. 3. Базальт-андезиты—рудовмещающий комплекс: эффузивная, жерловая, субвулканическая фации. 4. Разрывные нарушения: а—Миапорская (основная) региональная зона глубинных разломов сев.-зап. простирания (1), локальная (сев.-зап., сев.-вост., кольцевая, радиальная (3) и др.) синвулканическая зона разломов (2). 5. Фации вторичных кварцитов. 6 и 7. Фации пропилитов кислотного выщелачивания и регионального изменения. 8. Основные центры извержения: а) андезит-базальтовая, б) дацит-липаритовая. 9. Границы Хндзорутской вулcano-тектонической конседиментационной депрессии.

Именно на этой очаговой вулканической структуре (участок шт. 9) геофизиками (А. М. Асланян, А. Г. Арутюнян) зафиксированы самые интенсивные аномалии η_r (сфалерит-галенитовые руды обладают повышенной поляризацией), достигающие 20—25% (фон был выбран $\eta_k = 2\%$).

В пределах описываемого месторождения наблюдается синхронность рудоотложения с метасоматически измененными площадными и окологорудными фациями [9]. Прослеживание зон гидротермально измененных пород по простиранию приводит к заключению о северо-за-

падном близширстном и северо-восточном направлениях развития проницаемых локальных швов, по которым произошло наиболее интенсивное просачивание метаморфизирующих гидротермальных растворов. Эти же направления послужили путями для локализации оруденения. Фации метасоматитов образовались в основном за счет пород околожерловой фации дацит-липаритов и вмещающих андезитов, андезито-базальтов.

Морфология, размеры и условия залегания рудных тел. Полевые наблюдения позволили установить сочетание различных структур, обуславливающее сложную морфологию рудных тел. Здесь выделяются два основных морфологических типа рудных тел—жилы и параллельные жилы-зоны, реже переходящие в сложные раздувы—гнездообразные тела. Было выявлено около 15 жильных тел или оруденелых зон, мощностью 1—10 м и более, локализованных в основном по системам трещин СВ—20-50° (а также СЗ—310° и субширотных), с падением на ЮВ под углом 50—70°. Каждая из этих жил-зон по простиранию прослежена на 30—50 м. Рудные зоны содержат жилы, мощностью 5—10—20 см, иногда 0,5 м и даже более 1 м (жила участка Пиритадзор).

Для описываемых рудных тел характерной особенностью является наличие довольно четкого, но неровного контакта с вмещающими андезито-базальтами; сопровождаются жилы многочисленными разноориентированными прожилками изменчивой мощности и протяженности в лежащем боку. Не менее важной особенностью этих рудных тел является их почти мономинеральный состав, реже сочетание двух, еще реже трех единых (или телескопированных) минеральных ассоциаций (серноколчеданное, серно-медноколчеданное, полиметаллическое, барито-полиметаллическое, баритовое и т. д.). В целом рудные тела рассматриваемых ассоциаций представляют типичные метасоматические залежи, часто с реликтами незамещенных, или частично замещенных андезитов, дацит-липаритов и т. д. Нередко наблюдаются околожилые метасоматиты, мощностью 1—2 м, импрегнированные вкрапленниками и прожилками сульфидов. На верхних горизонтах месторождения вскрыта жила барита (шт. 9, 10), мощностью до 20 см. Барит тесно ассоциирует с галенитом и сфалеритом (рис. 2). И. Н. Ситковский объясняет этот факт вертикальной зональностью отложения.

Отмеченные морфологические особенности рудных тел позволяют предполагать, что основные перспективы, в смысле обнаружения новых рудных тел, можно ожидать в узлах пересечения разных по направлению и генезису трещин на центральном и западном участках—в местах проявления кислых вулканитов. На таких участках установлено огромное поле развития вторичных кварцитов (с сульфидами, баритом, ангидритом и гипсом), развивающихся за счет жерловой—эксплозивной фации дацит-липаритов.

Таким образом, вопросы параметров рудных тел остаются откры-

тыми и ждут своего решения путем дальнейших геологоразведочных работ.

Особенности вещественного состава первичных руд и последовательность минералообразования описываемого месторождения специально никем не изучались. Некоторые сведения по этому вопросу при-



Рис. 2. Вкрапленно-полосчатая текстура: темное—сфалерит-галениновые агрегаты с халькопиритом, белое—барит. Обр. 228, жила 5, шт. 9. Месторождение Зуйг-джрагац.

ведены в металлогенических работах И. Г. Магакьяна и Г. О. Григоряна [3, 8]. Для характеристики минерального состава первичных руд, установления парагенных ассоциаций минеральных агрегатов и последовательности минералообразования, нами был собран материал из естественных обнажений вышеотмеченных рудных тел. Последний был детально исследован и приводимые ниже результаты, вероятно, прольют свет на историю формирования рудных тел и месторождения в целом.

Руды, их минеральный состав и пространственное распределение. По своим минералогическим особенностям руды Зуйг-джрагацкого месторождения ничем не отличаются от руд колчеданного типа (семейства) Алаверди-Кафанской металлогенической зоны [8].

В целом для месторождения главными рудообразующими минералами являются: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит; второстепенными—блеклая руда, гематит, магнетит. Из жильных минералов наибольшим распространением пользуются кварц, кальцит, барит, гипс и др. Вторичные минералы представлены: лимонитом, гидрогетитом, малахитом, азуритом, церусситом, англезитом и др. Для всех рудных тел характерны мелко- и крупнозернистые руды в основном монокристаллические, реже различные по составу и количественным соотношениям главных минералов. В большинстве средне-крупнозернистые агрегаты сложены пиритом, реже сфалеритом. Для рудных минералов весьма характерно разнообразие морфологии кристаллов: для пиритов серноколчеданной ассоциации руд—мелко-среднекристаллические кубы, октаэдры, кубоктаэдры и др. и их тесные срастания; формы агрегатов встречаются скелетные, прожилкововидно-скрученные, корродированные, катакластические, почковидные и др. Для халькопиритов, сфалеритов, галенитов, баритов с пиритом и кварцем в ряде случаев наблюдаются тонкие мелкозернистые прорастания.

По минеральному составу на рассматриваемом месторождении выделяется следующий ряд последовательно образовавшихся ассоциаций руд: серноколчеданная (пирит-кварцевая), медноколчеданная (халькопирит-пирит-кварцевая), колчеданно-полиметаллическая (пирит-сфалерит-галенит, блеклая руда, карбонат), барито-полиметаллическая (барит-сфалерит, галенит, карбонат) и наложенная на них кварц-гематит-магнетитовая.

Текстурно-структурные особенности руд. Рудные тела месторождения формировались в сложных структурных условиях. Рудовмещающие синвулканические трещины формировались на фоне трассирующих разломов Миапорской зоны глубокого заложения. Они неоднократно приоткрывались в течение всего рудного процесса и подновлялись даже после отложения главной массы рудообразующих минералов.

Все это, а также особенности вмещающих пород, метаморфизованных гидротермальными растворами и минерализованных, не могло не повлиять на строение минеральных агрегатов, осложняя и в ряде случаев затушевывая первоначальные взаимоотношения рудных минералов.

Для рассматриваемого месторождения характерны массивные руды, образовавшиеся в условиях выполнения трещин (жильные тела) с интенсивным замещением вулканических брекчий андезитов, дацит-липаритов. Массивные руды сложены как мономинеральными (пирит, барит), так и различными телескопированными ассоциациями: пирит+халькопирит, пирит+(халькопирит)+сфалерит+галенит+б/р+барит. К сожалению, не всегда сплошные текстуры раскрывают по-

следовательность отложения слагающих их минералов. В таких случаях решению вопроса помогает наличие разновидностей сплошных руд, среди которых можно выделить полосчатые руды (рис. 2), массивные с пятнистым распределением минералов и с прожилками различных по составу минералов, секущими сплошные массы ранее выделившихся минеральных агрегатов.

Анализ состава и строения минеральных агрегатов позволяет выделить одновременно и разновременно образовавшиеся ассоциации минералов и их последовательность. Брекчиевые текстуры встречены нами в скв. 2 (на глуб. 70 м), где наблюдается интенсивное дробление вмещающих андезито-базальтов, обломки которых сцементированы сульфидными и карбонатными минералами.

Изучение текстурных особенностей минеральных агрегатов позволило наметить следующие парагенетические ассоциации и последовательность выделения минералов: 1—кварц-пиритовая, 2—кварц-пирит-халькопиритовая, 3—кварц-халькопиритовая, 4—кварц-пирит-халькопирит-баритовая (?), 5—кварц-халькопирит-сфалеритовая, 6—кварц-сфалерит-галенитовая, 7—кварц-сфалерит-галенит-б/р-баритовая, 8—кварц-баритовая, 9—кварц-гематит-магнетитовая, 10—кварц-карбонатная, 11—гипсовая.

В пределах рассматриваемого месторождения выделяются следующие последовательно образованные ассоциации руд: серноколчеданная, медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая, барито-полиметаллическая, гематитовая, карбонатная, гипсовая. Эти ассоциации руд, характеризующиеся определенными текстурно-структурными особенностями, фактически представляют собой единое звено прерывисто-непрерывного, тесно взаимосвязанного рудного процесса.

Проведенные исследования позволяют прийти к следующим выводам:

а) Зуйг-джрагацкое месторождение расположено на шовном восточном участке центральной части Хндзорутского рудного поля, который в регионально-структурном отношении представляет узел пересечения единой Миапорской зоны глубинных разломов сев.-зап. простирания с поперечными разрывными нарушениями сев.-вост. простирания. На этом фоне установлена постройка верхнебайосского возраста.

б) Установлено, что описываемое колчеданно-барито-полиметаллическое месторождение приурочено к одноименной вулканической постройке, которая претерпевала длительные синвулканические и поствулканические деформации.

в) Прослеживание зон гидротермально измененных пород на рассматриваемом месторождении по простиранию выявленной структуры приводит к заключению о сев.-зап.—близширотном и сев.-вост.—близмеридиональном направлениях развития проницаемых локальных швов, по которым произошло наиболее интенсивное просачивание флюидов. Эти же направления унаследовали и послужили структурным планом для локализации колчеданно-барито-полиметаллического оруденения.

г) Детальное изучение площадных и околорудных синхронных гидротермальных метасоматитов, пользующихся широким развитием в месторождении, дают возможность прийти к выводу об их принадлежности к формациям пропилитов кислотного выщелачивания и вторичных кварцитов, характеризующихся линейно вытянутой зональностью. Эти фации метасоматитов (кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и др.) с определенной минерализацией в целом следует рассматривать как важные поисковые критерии.

д) Детальное рассмотрение текстурно-структурных особенностей руд и парагенетических ассоциаций минералов позволило Зуйг-джрагацкое месторождение отнести к близповерхностному вулканогенно-гидротермальному типу [2, 5—7, 9].

е) Для обнаружения слепых рудных тел наибольший интерес представляют центральный и окружающие участки Зуйг-джрагацкой вулканической постройки и весь западный, сев.-зап. фланг, до водораздела хребта Чоратан, где распространяются рудоносные внутренние фации пропилитов и вторичных кварцитов, а также нижние горизонты алуитовых, дикиитовых кварцитов, с чем хорошо согласуются данные геофизических исследований.

Зуйг-джрагацкое гидротермальное месторождение по геолого-структурным условиям и характеру оруденения проявляет много общих черт с серно-медноколчеданными и колчеданно-барито-полиметаллическими месторождениями республики (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, Шаумян), Грузинской ССР (Мадчеули) и Азербайджанской ССР (Кедабек, Чирагидзор).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27.XI.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. «Недра», М., 1964.
2. Ватанабе Т. Вулканизм и рудообразование. Фунд. тр. зарубеж. ученых «Вулканизм и рудообразование». «Недра», М., 1973.
3. Григорян Г. О. Рудоносность экстрusifвно-эффузивных комплексов Армянской ССР. В кн. «Зак. разм. полезных ископаемых», VII, «Металлогения Кавказа и других альпийских складчатых областей». «Наука», 1964.
4. Григорян Г. О. Особенности металлогении Бердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 2, 1965.
5. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». «Недра», 1968.
6. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. «Недра», 1970.
7. Котляр В. Н., Хачатурян Э. А., Мурадян К. М. О металлогении вулканогенных формаций Армянской ССР и сопредельных территорий Малого Кавказа. Тезисы докл. Всес. симп. «Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов». Владивосток, 1976.
8. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.

9. Мурадян К. М. Взаимосвязь металлогении и метасоматизма с вулканогектоническими структурами (на примере некоторых рудных полей Армянской ССР). Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 6, 1974.
10. Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, 1970.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.831.837.23

С. В. БАДАЛЯН, В. Б. ГАМОЯН, Ф. М. ФИДАНЯН

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ
НА ПРИМЕРЕ ЗОДСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Увеличение запасов полезных ископаемых на известных месторождениях во многих случаях связано с опоскованием глубоких горизонтов. Однако геологическая разведка на глубине связана с проходкой дорогостоящих выработок (шахтные стволы, восстающие, слепые горизонтальные выработки и т. п.). Применение геофизических методов в подземных горных выработках может целенаправить горнопроходческие работы и тем самым облегчить процесс разведки рудных участков на глубине.

Настоящая статья посвящена оценке глубины распространения кварц-сульфидных рудных тел на «Центральном» участке Зодского месторождения. Использованы данные подземных геофизических наблюдений методами: гравиразведки, естественного электрического поля (ЕП), вызванной поляризации (ВП) и сопротивлений (МС).

В геологическом строении Зодского месторождения участвуют породы габбро, перидотиты и серпентиниты, в которых распространяется зона разлома. В ней выделяются линейно-вытянутые кварц-сульфидные рудные жилы с крутым падением и мощностью 10—60 м. Рудные тела сложены кварцем, карбонатом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом и другими. По морфолого-структурным особенностям выделяются два главных типа оруденения—жильные зоны и полосы частых прожилков.

Геофизические наблюдения методами гравиразведки, ЕП, ВП и МС по изучению пространственного распределения гравитационных, естественных и искусственных электрических полей проводились на поверхности Земли и в подземных горных выработках горизонтов штолен 1 а, 1, 98, 5, 25, 40.

Достаточная избыточная плотность, крутое падение и большие размеры рудных тел по вертикали создают благоприятные условия постановки гравиметрических исследований в подземных выработках с целью прослеживания рудных тел. Измерения ускорения силы тяжести проводились гравиметром ГР/К 2 по методике, предложенной Е. А. Мудрецовоу [4]. Среднеквадратичная ошибка единичных измерений силы тяжести не превышала 0,02—0,03 мгл. Такой точности наблюдений достигли путем сокращения продолжительности рядовых рейсов до 1,5—2 часов, сохранения постоянной температуры гравиметра (ин-

струмент постоянно держался в подземных выработках) и создания густой опорной сети. Обработка гравиметрических данных включала в себя введение поправок сползания нуля-пункта, за рельеф местности и региональный фон. Гравиметрическим наблюдениям сопутствовали массовые изучения плотности σ пород и руд месторождения. Образцы горных пород отбирались через каждые 5 м на точках гравиметрических наблюдений.

В результате лабораторных исследований параметра σ установлено, что средняя плотность вмещающих пород габбро и перидотитов составляет 2,75 и 2,61 г/см³ соответственно, а средняя плотность сульфидных руд—2,95 г/см³. Следовательно, избыточная плотность руд относительно перидотитов и габбро составляет 0,34 и 0,2 г/см³.

На рис. 1 представлены геологический разрез «Центрального» участка Зодского месторождения и кривые Δg , снятые в штольнях 1, 98, 5, 25 и в квершлагах 2 горизонта штольни 40.

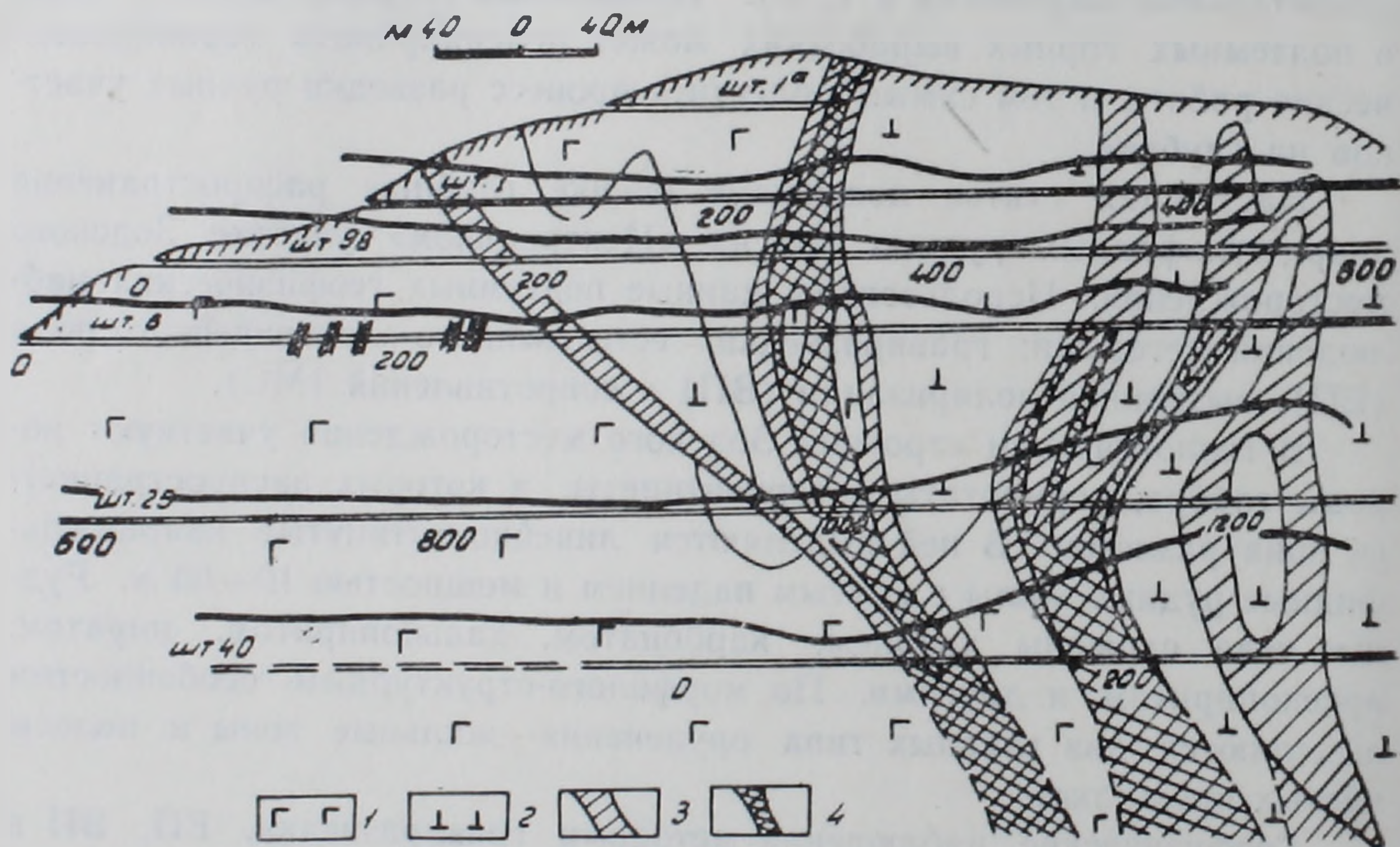


Рис. 1. Геологический разрез «Центрального» участка Зодского золоторудного месторождения и кривые Δg . 1—габбро; 2—перидотиты; 3—рудные зоны; 4—кварц-сульфидные рудные жилы.

Кривые Δg за пределами рудного участка характеризуются плавным ходом. В центральной части разреза, в районе рудных зон, выделяются локальные аномалии. По штольне 1 кривая силы тяжести, в районе рудной зоны (интервал пикетов 200—280), характеризуется положительной аномалией. Сверху вниз интенсивность аномалии уменьшается. На горизонте штольни 25, в районе рассмотренного рудного тела кривая гравитационного поля характеризуется двумя положительными и отрицательной относительными аномалиями Δg (интервалы пикетов 970—1005, 1030—1070 и 1005—1030). Сочетание аномалий разных знаков объясняется сложным распределением избыточных масс

выше и ниже горизонта наблюдения. На горизонте штольни 40 в районе рассмотренной зоны (интервал пикетов 0—100 квершлага 2) гравитационное поле характеризуется отрицательной аномалией с большими относительными значениями Δg , обусловленными распределением избыточных масс выше горизонта наблюдения.

В правой части разреза гравитационное поле имеет иное распределение. Здесь на верхних горизонтах (горизонты штолен 1, 98 и 5) в районе рудных тел выделяются локальные положительные аномалии Δg небольшой интенсивности. На нижних горизонтах (горизонты штолен 25 и 40) из-за сгущения рудных зон локальные аномалии сливаются в одну общую аномалию. Интенсивность аномалий высокая. Положительный знак Δg объясняется распределением избыточных масс ниже горизонта наблюдений. Аномалии Δg на рассмотренных горизонтах сдвинуты вправо от рудных тел, что обусловлено возможным северным падением отмеченных зон ниже горизонта штольни 40 и влиянием вышележащих масс в интервалах пикетов 1100—1200 и 130—230 штольни 25 и квершлага 2 соответственно.

Для расчета глубины распространения рудных тел, исходя из их жильной морфологии, нижележащие избыточные массы приняты как наклонный пласт с избыточной плотностью—0,3 г/см³; по данным геологической разведки, рудные тела на горизонте штольни 40 падают к северу под углом 70°. Применена формула Д. Г. Успенского [7]:

$$W_z = 2f\sigma \left\{ z \left(\operatorname{arctg} \frac{x + z \operatorname{ctg} \alpha}{z} - \operatorname{arctg} \frac{x - d + z \operatorname{ctg} \alpha}{z} \right) + \right. \\ + \frac{\sin^2 \alpha}{2} x \ln [x^2 + (x + z \operatorname{ctg} \alpha)^2] - \frac{\sin^2 \alpha}{2} (x - d) \ln [z^2 + (x - d + z \operatorname{ctg} \alpha)^2] - \\ - \sin \alpha \cdot \cos \alpha \left[x \cdot \operatorname{arctg} \frac{z + x \sin \alpha \cdot \cos \alpha}{x \cdot \sin^2 \alpha} - \right. \\ \left. - (x - d) \operatorname{arctg} \frac{z + (x - d) \sin \alpha \cdot \cos \alpha}{(x - d) \sin^2 \alpha} \right] \Bigg\} \Bigg|_{z_1}^{z_2},$$

где f —гравитационная постоянная;

σ —избыточная плотность сульфидных руд;

x —расстояние между точками наблюдения;

d —горизонтальная мощность наклонного пласта;

z_1 —глубина верхней кромки пласта;

z_2 —глубина нижней кромки пласта;

α —угол падения пласта.

Принимая $x_{\max} = 0$, $z_1 = 80$ м и решая уравнение по z_2 , было установлено, что кварц-сульфидные рудные тела «Центрального» участка Зодского месторождения распространяются на глубину более 800 м ниже горизонта штольни 40.

Наблюдения естественного поля на поверхности Земли и в подземных горных выработках горизонтов штолен 1 а, 1, 98, 5, 25 и 40 прово-

дились потенциальным вариантом с наращиванием профилей [6]. Регистрация потенциала ЕП осуществлялась геофизическим прибором ЭСК-1. В качестве приемных электродов использовались медно-купоросные неполяризующиеся электроды конструкции А. С. Полякова [6]. При проведении подземных исследований по изучению характера распределения естественного поля приняты все меры предосторожности для избежания влияния на потенциал ЕП искажающих факторов [1]. Данные потенциала ЕП, полученные в различных горных выработках, приведены к бесконечно удаленной от рудного участка нулевой точке.

Результаты наблюдения естественного электрического поля представлены изопотенциальной картой на геологическом разрезе «Центрального» участка месторождения (рис. 2). На поверхности Земли и

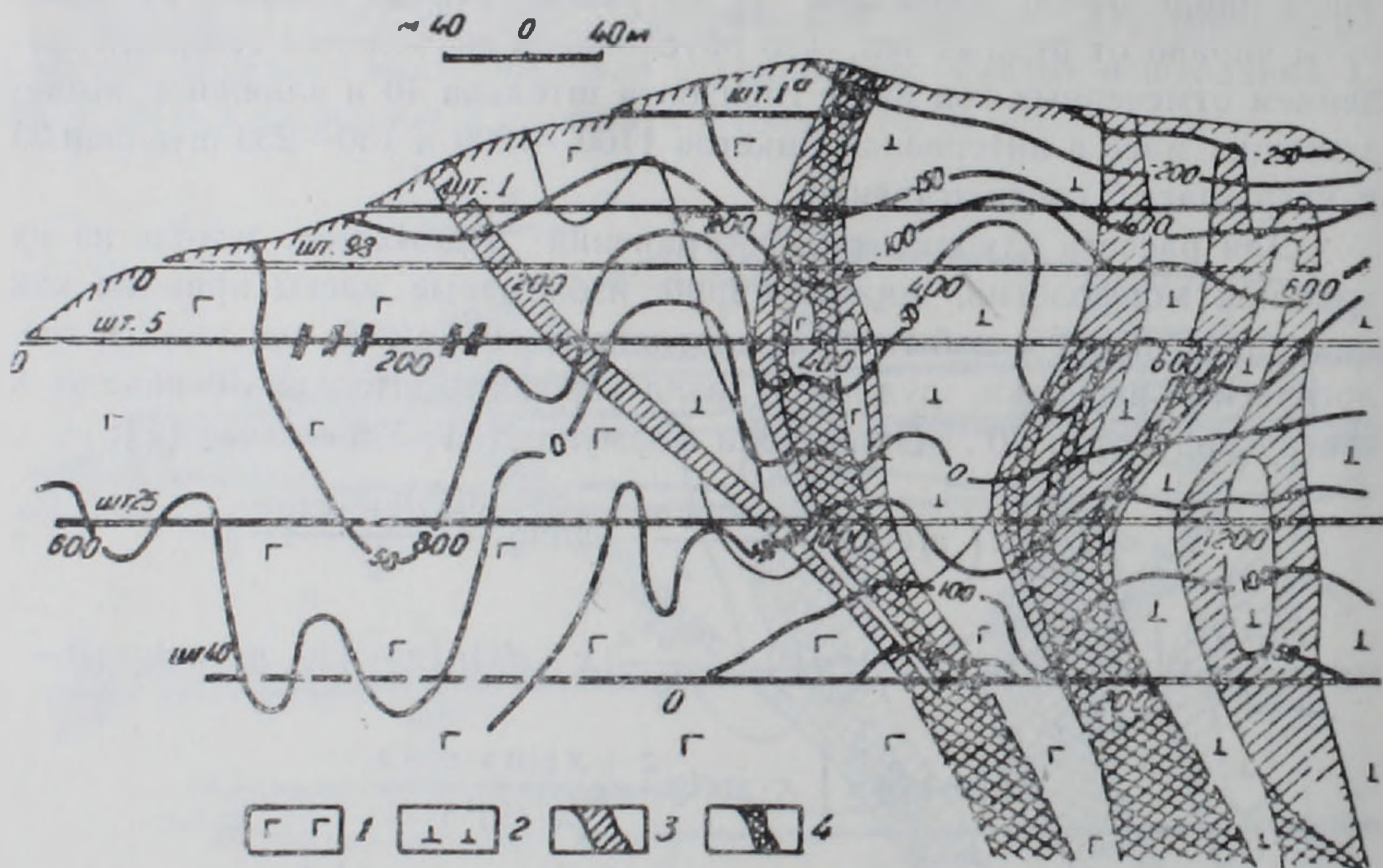


Рис. 2. Геологический разрез «Центрального» участка Зодского месторождения и изопотенциальные линии (мв) естественного электрического поля. 1—габбро; 2—перидотиты; 3—рудные зоны; 4—кварц-сульфидные рудные жилы.

по горизонтам штолен 1 а, 1, 98, 5 потенциал естественного поля имеет отрицательный знак с экстремальным значением 250 мв на горизонте штольни 1 а. Сверху вниз абсолютная величина потенциала уменьшается и меняет знак между горизонтами штолен 5 и 25. Далее потенциал возрастает, достигая +150 мв на горизонте штольни 40. Размер отрицательного поля по направлению падения рудных зон составляет 230 м, а размер исследованной части положительного поля—120 м.

Опыт работ по изучению объемной структуры естественных электрических полей вокруг сульфидных рудных тел, проведенных в горных выработках и скважинах Ахтальского барит-полиметаллического, Кафанского медно-полиметаллического, Шамлугского и Анкадзорского медных и Дастакертского медно-молибденового месторождений, пока-

зывает следующее: а) естественное поле характеризуется отрицательным потенциалом в верхней и положительным—в нижней частях рудных залежей; б) размер части поля с отрицательным потенциалом по направлению падения рудного объекта в 3—5 раз меньше размера части с положительным потенциалом. Подобная закономерность распределения потенциала ЕП наблюдается и на сульфидных месторождениях Рудного Алтая, Центрального Казахстана и др. [3, 5]. Такое распределение, на наш взгляд, определяется тем, что градиент потенциала определяющих факторов (содержание свободного кислорода, ионов SO_4^{2-} и металлов, температура среды и др.) сверху вниз убывает.

Исходя из вышеотмеченного соотношения размеров отрицательного и положительного частей естественного поля многих сульфидных месторождений и характера распределения потенциала ЕП на Зодском месторождении, можно предполагать, что рудные зоны «Центрального» участка распространяются вниз на 570—1030 м ниже горизонта штольни 40.

Благоприятным условием постановки электроразведочных исследований методами ВП и сопротивлений в подземных выработках для прослеживания рудных тел является сульфидоносность и окварцованность последних [2].

Исследованиям подвергались подземные выработки горизонтов штолен 1, 5, 25 и 40. Наблюдения проводились электропрофилированием с использованием установок Веннера при $AM=MN=NB=\text{шаг}=10\text{ м}$ (штольни 1, 5, 25) и срединного градиента при $AB=320\text{ м}$, $MN=10\text{ м}=\text{шаг}$ (шт. 25) и при $AB=330\text{ м}$, $MN=10\text{ м}=\text{шаг}$ (шт. 40, квш. 2).

Результаты сводятся к следующему.

По левой части штольни 5 известные кварц-сульфидные жилы отмечаются интенсивными значениями кажущейся поляризуемости (рис. 3). На правой части кривой η_k выделяется центральная, судя по ее расположению, оруденелая зона. На кривой ρ_k по правой части штолен небольшими максимумами отмечаются интервалы, соответствующие аномалии η_k и свидетельствующие о тесной взаимосвязи сульфидной минерализации с окварцеванием.

В интервале пикетов 700—800 штольни 25 отмечается широкая полоса аномалий η_k интенсивностью более 8%, которая согласуется с аномальными участками над известными кварц-сульфидными жилами вышележащего горизонта. В штольне 25 рассмотренные рудные тела не отмечены. Однако наличие аномальной полосы метода ВП и, тем более, хорошее совпадение аномальных зон в аналогичных интервалах по методу ЕП (рис. 2) указывают на рудоносность рассмотренного интервала по штольне 25 и на возможную связь этой аномальной зоны с зоной вышележащего горизонта.

Согласно наблюдениям по правой части штольни 25 известные зоны оруденения довольно четко отмечаются на графиках кажущейся поляризуемости. По кривой ρ_k здесь относительными максимумами и

минимумами отмечаются соответственно окварцованные и гидротермально измененные участки.

По квершлагу 2 горизонта штольни 40 кварц-сульфидные зоны четко отмечаются на кривой кажущейся поляризуемости, при этом, судя

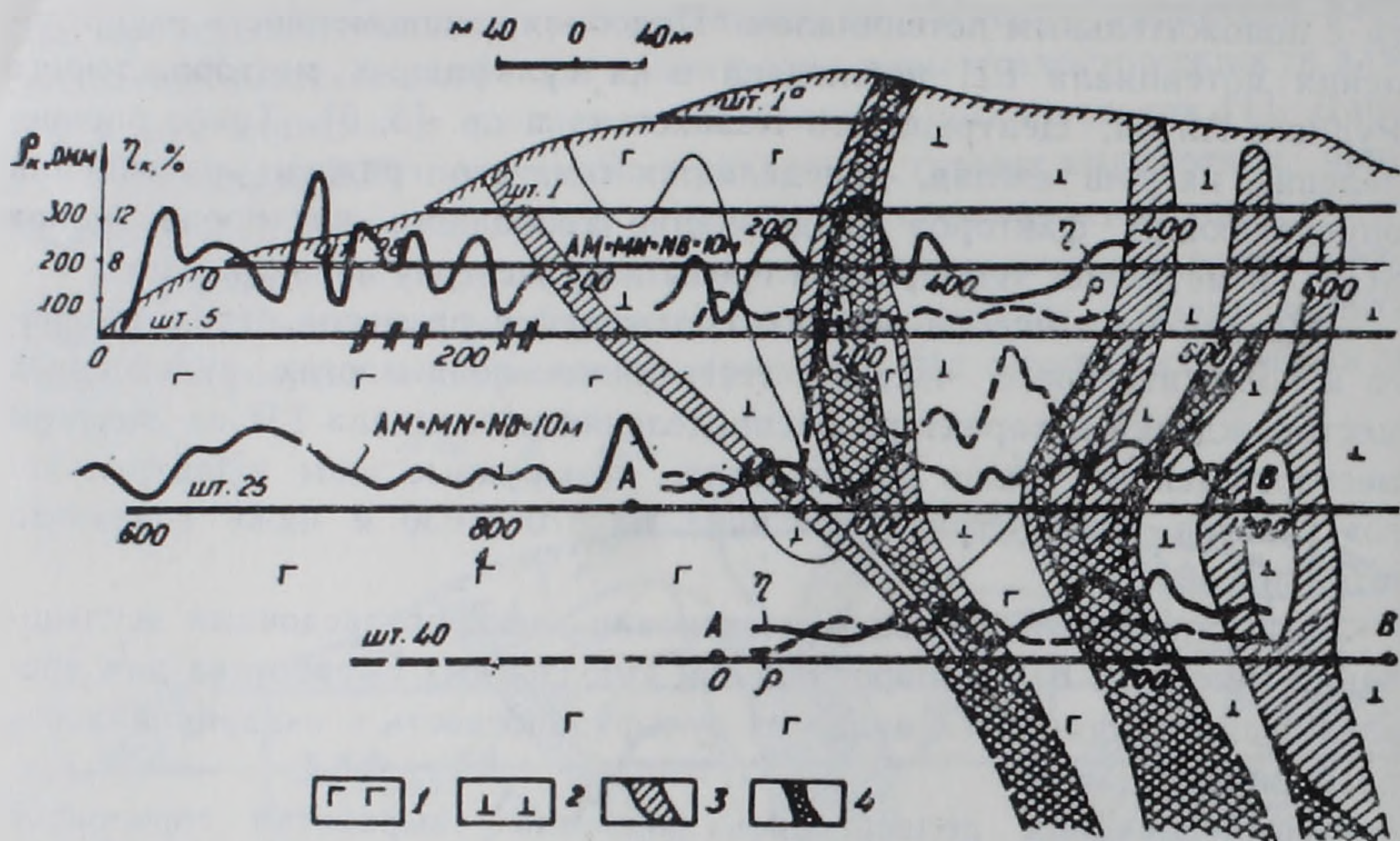


Рис. 3. Геологический разрез «Центрального» участка Зодского месторождения и кривые η_k , % и ρ_k , ом.м. 1—габбро; 2—перидотиты; 3—рудные зоны; 4—кварц-сульфидные рудные жилы.

по ширине аномальных полос, наблюдается значительное расширение границ правых и уменьшение левых рудных зон. Судя по совпадению интервальных аномальных значений η_k с минимумами ρ_k , напрашивается вывод, что на нижнем горизонте кварц-сульфидные зоны более выдержаны и менее изменены. Это указывает на потенциальную возможность их прослеживания ниже горизонта штольни 40 на значительную глубину.

Исходя из представленных результатов геофизических исследований, можно заключить следующее:

1. Кварц-сульфидные зоны «Центрального» участка месторождения распространяются на глубину ниже горизонта штольни 40 более, чем на 800 м.

2. По горизонтам штолен 5 и 25, в левой части разреза прослеживается кварц-сульфидная рудная полоса.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук Армянской ССР

Поступила 4 XI.1975.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арутюнян Г. В., Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б., Геворкян В. М., Геворкян М. Г. Комплексирование методов подземной геофизики при поисках глубокозалегающих рудных тел на колчеданных месторождениях Армянской ССР.

- Вопросы методики глубинных поисков рудных месторождений в Казахстане, вып. I, Алма-Ата, 1973.
2. Бадалян С. В., Геворкян В. М. Об изменении электрических свойств горных пород и руд на рудниках в зависимости от геологических факторов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 6. 1971.
 3. Гамоян В. Б. Структура естественных электрических полей и потенциал определяющие факторы рудных месторождений Армянской ССР. Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1975.
 4. Мудрецова Е. А. К интерпретации аномалий силы тяжести при подземных гравиметрических измерениях. Тр. МГРИ, т. 36, 1958.
 5. Рысс Ю. С., Тясто А. С. Структура естественных электрических полей на рудных месторождениях и ее использование при поисках и разведке полезных ископаемых. Серия «Региональная, разведочная и промысловая геофизика», вып. 2. М. ОНТИ ВНИИМСА, 1966.
 6. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. «Недра», Л., 1968.
 7. Успенский Д. Г. Гравиразведка (гравиметрический метод при геологических исследованиях, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых). «Недра», Ленинградское отделение, 1968.

РЕФЕРАТЫ

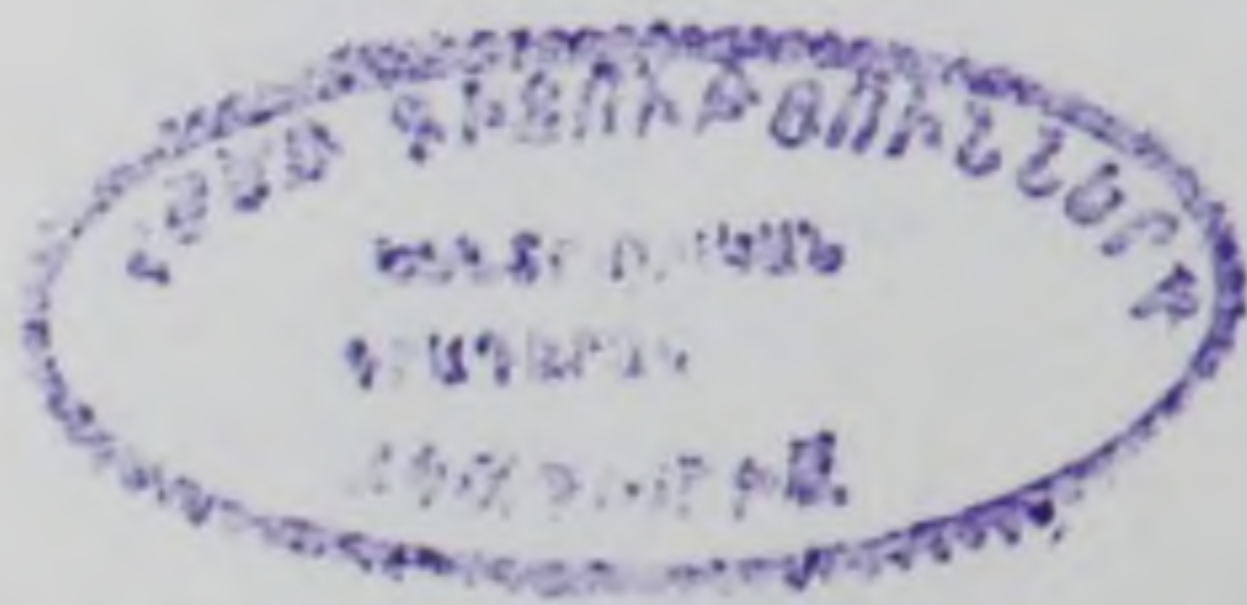
Р. Н. ТАЯН, Ю. А. МАРТИРОСЯН

О ВЫЯВЛЕНИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЯДРЕ
БАХАДЖУРСКОЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ

В многочисленных работах по региону терригенно-осадочные отложения разреза р. Вохчи, подверженные интенсивному динамометаморфизму и слагающие центральную часть Бахаджурской горст-антиклинальной структуры, выделены как образования байкальского или герцинского структурных этажей.

В настоящее время в разрезе правого берега р. Вохчи (участок Бахаджур, в 3 км к северо-востоку от с. Лернадзор) в шлифах из редких глинистых прослоев, среди мощной толщи плагиоклаз-кварцевых песчаников установлена globotruncana и многочисленные трудноопределяемые срезы других фораминифер. Обнаруженные глоботрунканы, согласно определению Ю. А. Мартиросян, характерны для отложений низов верхнего мела (турон—коньяк). Подобные формы, но значительно худшей сохранности, установлены нами также в сильно деформированных, разлинзованных отложениях левобережья р. Вохчи.

Приведенные данные дают основание терригенно-осадочные образования центральных частей Бахаджурской горст-антиклинальной структуры отнести к низам верхнего мела.



ЧИТАТЕЛЬСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

15 февраля с. г. в Институте геологических наук АН Армянской ССР состоялась читательская конференция журнала «Известия Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле». На конференции присутствовало около 80 человек читателей и активных авторов-корреспондентов, публикующих свои статьи в журнале, представителей разных учреждений Еревана.

Конференцию открыл ответственный редактор журнала, член-корреспондент АН Арм. ССР А. Т. Асланян. В своем выступлении зам. отв. редактора А. С. Фарамазян остановился на вопросах работы редколлегии и качестве статей, поступающих в редакцию журнала.

Выступившие в прениях товарищи (Р. Таян, Р. Мелконян, А. Карапетян и др.) приветствовали организацию конференции и внесли ряд ценных предложений, которые редколлегия журнала учтет в дальнейшей своей работе.

Зам. отв. редактора журнала Э. А. Хачатурян отметил, что объем журнала в настоящее время не удовлетворяет геологов, поскольку в редакцию поступает большой поток корреспонденции не только по геологическим наукам, но и другим, довольно обширным областям наук о Земле—географии, гидрогеологии, почвоведению, метеорологии и др.

С заключительным словом выступил ответственный редактор журнала А. Т. Асланян, который указал на необходимость повышения научно-теоретического уровня журнала, использования новых источников научной информации (изотопные, геохимические, рентгеноструктурные, электронографические, рентгеновские, ядерноактивационные, математико-статистические и др. исследования). Особое внимание следует уделить обработке получения информации математическими методами с использованием возможностей ЭВМ. Далее А. Т. Асланян отметил, что кроме региональных и проблемных статей следует публиковать в журнале теоретические работы фундаментального характера, охватывающие стыковые проблемы науки, а также статьи, освещающие геологию сопредельных с Арменией республик. Такие статьи, вероятно, будут заказываться ученым Союза и соседних республик. Он также отметил, что в журнале мало публикуются полемические, дискуссионные статьи по экономике минерального сырья и использованию новых видов минерального сырья. Авторам следует подготовить статьи к юбилейному номеру, посвященному 60-летию Великой Октябрьской революции.