

ՀԱՍՏ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



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

ԽՐԵԱԿՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԿԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղդյան,
ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Գաբրիելյան
(պատասխանատու խմբագիր), Երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ա. Ի. Կառապետյան,
Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուկյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Բ. Մ. Սեյի-
սերյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Երկրա-հանք գիտ. թեկն. Ռ. Տ.
Միրիջանյան, է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-
անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան
(պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АрмССР А. Т. Асланян, член-корр. АН АрмССР А. Б. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН АрмССР А. А. Габриелян (ответственный редактор), канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, доктор геол.-мин. наук А. Н. Карапетян, канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), член-корр. АН АрмССР Г. И. Тер-Степанян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (зам. ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24ա.
Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1986

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 3

հատոր XXXIX

1986

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ա. Հ. Գալբիելյան. Հոցենի և օլիգոցենի սահմանի մասին (ըստ Հայաստանի նյութերի)	3
Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Ս. Կարախանյան, Ա. Հ. Միֆայելյան, Ս. Յ. Հակոբյան, Կ. Ա. Ջաֆարյան. Տավրոս-Կովկասյան մարզի խորքային կառուցվածքի որոշ առանձնահատկություններն ըստ դիստանցիոն զոնդման և երկրաշարժաբանական հետազոտությունների տվյալների	11
Ա. Մ. Բաբան. Սրբուբադի սինկլինորիումի հարավ-արևմտյան մասի ածխաթթվային հանքային ջրերի հանքավայրերի ջրաերկրաբանական զոնալականության առաջացման հիմնական օրինաչափությունները	19
Ս. Ս. Իսախանյան, Վ. Գ. Գրիգորյան. Երկրաշարժերի արսելերոգրամների միջոցով կոնկրետ բնատարածքի սեյսմիկ վտանգավորության որոշումը	26
Ա. Ռ. Առաքելյան, Պ. Բ. Կապիկ, Յու. Ֆ. Պոպովիչ. Կառն պարբերություն ունեցող լայնակի ալիքների կլանման դաշտի քարտեզագրումը Կովկասի վերին պատյանում	32
Վ. Բ. Իսախանյան, Ս. Հ. Իսպիրյան. Ռելիեֆի ազդեցության հաշվառումը թափառող հոսանքների մեթոդով աշխատելիս	39
Մ. Ս. Բադալյան, Հ. Մ. Խուրշուդյան. Հայաստանի անոմալ մագնիսական դաշտի վիճակագրական բնութագրերը	45
Ա. Կ. Կարախանյան. Հայաստանի պալեոգենի էֆուզիվ ապարների բնական մնացորդային մագնիսացվածության կայունությունն ու ծագումը	51

ՀԱՄԱԻՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ա. Լ. Փանոսյան. Հեռնային բնատարածքների ողողամաշման կտրտվածության քարտեզագրումը (Հարավային Զանգեզուրի օրինակով)	57
Ա. Ա. Սահակյան. Բ-ալիքների անցման ժամանակների անոմալիաները և միջավայրի կառուցվածքի որոշ առանձնահատկությունները Կովկասում	60
Թ. Հ. Բաբայան. Երկրաշարժածին զոնաների առանձնացման համալիր մեթոդիկայի մասին	63
Ս. Ռ. Փանկևանյան, Ս. Վ. Բադալյան. Մերձփորվածքային տարածության ճեղքվածքավոր զոնաների ուսումնասիրությունը երկրաֆիզիկական մեթոդներով	68

ԳՐԱԽՈՍՈՒԹՅՈՒՆ

Ն. Վ. Պետրովսկայա. Հայաստանի ոսկու հանքավայրերը բնորոշող տվյալների առաջին ընդհանրացումը	72
---	----

ՀՈՐԾԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Միֆայել Ջաֆարի Սիմոնով	73
Էդուարդ Գուրգենի Մալխասյան	76
Շավարշ Հովհաննեսի Ամիրյան	78



Содержание

А. А. Габриелян. О границе эоцена и олигоцена (по материалам Армении)	3
А. Т. Асланян, А. С. Караханян, А. О. Микселян, С. Ц. Акопян, К. А. Закарян. Некоторые особенности глубинного строения Тавро-Кавказского региона по данным дистанционного зондирования и сейсмологических исследований.	11
А. М. Бабаев. Основные закономерности формирования гидрогеохимической зональности месторождений углекислых минеральных вод юго-западной части Ордубадского синклинория	19
С. С. Дарбинян, В. Г. Григорян. Определение сейсмической опасности для конкретной территории по акселерограммам землетрясений	25
А. Р. Аракелян, П. Б. Каазик, Ю. Ф. Копничев. Картирование поля поглощения короткопериодных поперечных волн в верхней мантии Кавказа	32
В. Б. Гамоян, С. О. Испирян. Учет искажения рельефа при работе методом блуждающих токов	39
М. С. Бадалян, А. М. Хуршудян. Статистические характеристики аномального магнитного поля территории Армянской ССР	45
А. К. Караханян. Стабильность и происхождение естественной остаточной намагниченности эффузивов палеогена Армении	51

Краткие сообщения

А. Л. Паносян. Картографирование эрозивной расчлененности горных территорий (на примере Южного Зангезура)	57
А. А. Саакян. Аномалии времен пробега Р-волн и некоторые особенности строения среды на Кавказе	60
Т. О. Бабаян. О комплексной методике выделения сейсмогенных зон	63
С. Р. Пайлеванян, С. В. Бадалян. Изучение трещиноватых зон околорудного пространства геофизическими методами	68

Рецензии

Н. В. Петровская. Первое обобщение данных, характеризующих золоторудные месторождения Армении	72
---	----

Юбилейные даты

Симонов Михаил Захарьевич	73
Малхасян Эдуард Гургенович	76
Амирян Шаварш Оганесович	78

А. А. ГАБРИЕЛЯН

О ГРАНИЦЕ ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА

(по материалам Армении)

Обсуждается одна из важнейших проблем стратиграфии палеогена—граница эоцена и олигоцена. Предлагается провести эту границу по подошве шорагбюрской свиты Армении и майкопской свиты Кавказа и восстановить классическую схему трехчленного деления олигоцена: латторфский, рюпельский и хатский ярусы.

Конец эоцена—начало олигоцена—время величайших геологических событий глобального (или надрегионального) масштаба в истории кайнозойской эры, один из важнейших этапов преобразований земной коры, тектонических и палеогеографических условий стратисферы.

Для Средиземноморского геосинклинального пояса этот рубеж является одним из переломных в его геологической истории и ознаменовался проявлением пиренейской фазы тектогенеза, обусловившего резкие изменения в геотектоническом режиме, плане расположения структурно-формационных зон, палеогеографических условий, развитии фауны и флоры, проявлении магматизма и эндогенной минерализации. Это было время завершения геосинклинального этапа развития и перехода в орогенный режим. Границу эту можно считать началом формирования всех крупнейших структурных сооружений и мегаформ рельефа альпид, возникновения межгорных и предгорных молассовых впадин, внутренних морей, т. е. началом формирования современного структурного и геоморфологического облика этого грандиозного складчато-глыбового горного пояса Евразии.

На Кавказе с этим рубежом связано заложение и формирование его главнейших оротектонических элементов—мегантиклиновых сооружений Большого Кавказа и Антикавказа, Предкавказского краевого прогиба, Рионо-Куринской и Среднеараксинской межгорных впадин.

Карбонатные формации, широко распространенные в верхнем эоцене (белоглинистый горизонт Сев. Кавказа и его стратиграфические эквиваленты), в олигоцене сменяются песчано-глинистыми терригенными формациями—майкопская формация Кавказа и ее синхронные фациальные аналоги других областей Средиземноморья. Резкие изменения происходят также в составе биот и, в частности, нуммулитид, мелких фораминифер, нанопланктонов.

Важно отметить, что эти кардинальные тектонические и палеогеографические изменения имели место не только в альпийских геосинклинальных областях. Они охватывали также сопредельные древние и молодые платформы, палеозойские и киммерийские складчатые области.

В результате проявления пиренейской фазы складчатости в Средиземноморском геосинклинальном поясе, в примыкающих к нему южных частях Восточноевропейской платформы и на Скифской молодой плите в конце эоцена имели место поднятие и регрессия. Однако, после кратковременного перерыва морской режим в олигоцене восстанавливается, но в иных тектонических и палеогеографических условиях. При этом морской водоем олигоцена занимал гораздо меньшую площадь по сравнению с бассейном верхнего эоцена, мергелистые отложения киевской свиты (верхний эоцен) в олигоцене сменяются песчано-глинистыми породами—харьковская свита. Следует отметить исключительную фациальную выдержанность морских моласс нижнего-среднего олигоцена на огромном пространстве всего Средиземноморского пояса и сопредельных древних и молодых платформ, палеозойских и киммерийских складчатых сооружений. Это—майкопская свита Северного Кавказа, минилитовая свита Карпат, харьков-

ская свита Восточноевропейской платформы, узекдагская свита Копет-дага, шорагбюрская свита Армении, ханадабские, исфаринские и сумсарские слои Таджикской впадины и др.

Даже песчаники (пески) и алевролиты рюпельского яруса Бельгии обнаруживают большое сходство с породами майкопской свиты и ее стратиграфических аналогов Кавказско-Карпатско-Копетдагской складчатой области.

Показательно, что профессор геологии университета штата Вашингтон США Г. Виллер, посетивший Армению в 1968 г., осмотрев обнажения песчаников и глин шорагбюрской свиты по дороге Ереван-Гарни, сразу спросил: «Не олигоценового ли возраста они?» На наш вопрос, как это он узнал, профессор ответил, что эти отложения почти не отличимы от олигоценовых пород Штата Калифорния.

В Приараксинской тектонической зоне Армении имеется один из стратотипических разрезов отложений палеогена в СССР, характеризующийся наличием богатого и разнообразного комплекса руководящей фауны нуммулитид, планктонных фораминифер, нанопланктонов и моллюсков. Поэтому, естественно, биостратиграфический анализ этого комплекса фауны даст много ценного для уточнения границы между эоценом и олигоценом.

Важно учесть также, что ископаемая фауна из палеогеновых отложений Армении, в частности эоцена и олигоцена, по биономическим признакам имеет субтропический-тропический характер (крупные и богато скульптурированные раковины пелеципод и гастропод, нуммулитиды, морские ежи, кораллы, планктонные фораминиферы) и поэтому может служить опорным при сопоставлении разрезов и установлении возраста отложений других областей и, в частности, связующим звеном при сопоставлении разрезов палеогена более северных районов Средиземноморья (Крым, Сев. Кавказ и др.) с районами южного Средиземноморья, Атлантического, Тихого и Индийского океанов.

По образному выражению В. А. Крашенинникова, «палеоген южной Армении—это как бы «окно», через которое можно «заглянуть» в мир планктонной микрофауны Средиземноморья и океанических бассейнов» [8]. Это замечание вполне справедливо и в отношении других групп фауны—нуммулитид, моллюсков. На самом деле, в отложениях палеогена Армении встречаются представители как южных, так и северных биогеографических провинций.

В разрезах палеогена Армении хорошо зафиксированы также и другие геологические процессы, происходившие на рубеже эоцена и олигоцена—перестройка тектонического плана, изменения петрохимических особенностей магматизма, эндогенная металлогения и др.

Отсюда следует, что всесторонний научный анализ разрезов палеогена Армении, вероятно, должен быть положен в основу при характеристике геологических событий на границе эоцена и олигоцена для всей территории юга СССР в целом.

По фауне нуммулитид в сводном разрезе палеогена Армении выделяются: палеоцен (зона *Nummulites fraasi*), нижний эоцен (зона *N. planulatus*), средний эоцен с двумя нуммулитовыми зонами (зона *N. laevigatus* и зона *N. plukhiani*), верхний эоцен, также с двумя зонами (зона *N. fabianii* и *N. fabianii retiatus*), нижний-средний олигоцен (зона *N. intermedius*).

Ниже приводится сводный стратиграфический разрез эоцена и олигоцена Приараксинской зоны Армении, характеризующейся полнотой разреза, преимущественным развитием морских осадочных пород с богатой ископаемой фауной [4, 5, 6].

Нижний эоцен. Повсеместно трансгрессивно и с угловым несогласием налегает на различные горизонты пород от палеоцена и до верхнего палеозоя. Отложения этого возраста представлены базальными конгломератами, плотными, массивными светло-серыми и желтовато-белыми сахаровидными нуммулитовыми известняками, из-

вестковистыми песчаниками и реже алевролитами, общей суммарной мощностью в 100—150 м.

Нижнеэоценовый возраст этих отложений определяется на основе богатой нуммулитовой фауны: *Nummulites planulatus* Lam., *N. aquitanicus* Benoist, *N. subplanulatus* Hantk., *N. globulus* Leym., *N. nitidus de la Harpe*, — зона *N. planulatus*. Из планктонных фораминифер встречаются *Globorotalia subbotinae* Marozova, *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.).

Средний эоцен. Отложения среднего эоцена местами согласно сменяют подстилающие породы нижнего эоцена, но во многих районах трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних образований.

Как по фауне нуммулитид, так и литологически средний эоцен делится на два горизонта.

Нижний из них сложен известняками и мергелями с фауной *Nummulites laevigatus*, *N. uroniensis*, *N. perforatus*, *N. gallensis*, *N. distans*, *N. irregularis*, *N. murchisoni*, *N. partschi* — зона *N. laevigatus*.

Верхний горизонт имеет более пестрый литологический состав и сложен перемежающимися глинами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, мергелями, известняками, общей мощностью до 500—600 м. В Приереванском районе средний эоцен имеет флишевый характер, а в других районах Армении представлен туфоосадочными и вулканогенными образованиями, преимущественно андезитового состава.

Из нуммулитов наиболее характерны: *Nummulites ptukhiani*, *N. perforatus*, *N. striatus*, *N. gizenensis*, *N. brongniarti*, *N. millicaput* (единичные), *N. anomalus*, *N. puschi* и др. — зона *N. ptukhiani* (*N. praefabianii* Ptukh.), *N. brongniarti*.

В обоих горизонтах среднего эоцена встречаются также *Operculina canalifera*, *O. lybica*, *Assilina exponens*, *Ass. spira*, *Discocyclus pratti*, *D. archiaci*, *Asterocyclus pentagonalis*.

По планктонным фораминиферам выделяются четыре зоны; *Acarinina bullbrooki*, *A. rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina turkmenica* [8]. Первые две из них соответствуют зоне *N. laevigatus*, а последние две — зоне *N. brongniarti*, *N. ptukhiani*. Встречается также фауна пелеципод и гастропод.

Верхний эоцен. В Приереванском районе, в бассейне рек Веди и Шагап отложения верхнего эоцена согласно сменяют средний эоцен, но на большей части территории Армении они залегают трансгрессивно.

В Приереванском районе верхний эоцен представлен перемежающейся свитой терригенно-карбонатного флиша, а в бассейнах рек Веди и Шагап — глинами, алевролитами, известковистыми песчаниками, мергелями и известняками с богатой и разнообразной по видовому составу фауной нуммулитид, мелких фораминифер, пелеципод, гастропод, кораллов, морских ежей и других групп ископаемых.

В западной части Айоцзорского синклинория и в бассейне р. Шагап в разрезе верхнего эоцена значительную роль играют массивные рифовые известняки, переполненные нуммулитами, дискоциклинами, оперкулинами, кораллами, морскими ежами, мшанками и богато скульптурированными раковинами моллюсков.

Из моллюсков (двухстворок и брюхоногих) А. А. Габриеляном [4] и П. М. Асланяном [3] определены *Lucina prominens* Opp., *Miltha gigantea* Desh., *M. georgiana* Korob. var. *abichi* Korob., *Chlamys subdiscors* Arch., *Pholadomya puschi* Goldf., *Pleurotomaria nicensis* Bayan, *Campanille parisiensis* Desh., *C. peronae* Bouss., *Turritella imbricata* Lam., *Terebellum sopitum* Sol., *Gryphaea brongniarti* Bronn., *G. gigantea* Sol., *Crassatella* cf. *vapincana* Bouss., *Pectunculus* (*Axinaea*) *achalzichensis* Katsch., *Pseudamussium*

corneum Sow., *Panope oppenheimi* Korob., *Velates schmidellianus* Chemn., *Campanile parisiensis* Desh., *Cypraedia elegans* Desf., *Terebellum (Seraps) sopitum* Sol. и др.

Из морских ежей Е. С. Порецкой определена *Schizaster cf. rimosus* Desor, *Ditremaster lutz* Desor и др.

Наиболее характерная группа ископаемой фауны, определяющая верхнеэоценовый возраст отложений, — нуммулитиды.

В нижней части разреза встречаются *Nummulites millecaput* (с диаметром до 10 см, в массовом количестве), *N. fabianii* (единичные), *N. gizehensis*, *N. garnieri*, *N. perforatus*, *N. incrassatus*, *N. striatus*, *N. stellatus*, *N. chavannesi* — горизонт *N. millecaput* (в бассейнах рек Веди и Шаган) и горизонт *N. gizehensis* (Ехегнадзорский синклиний).

Верхняя часть разреза содержит *N. fabianii*, *N. chavannesi*, *N. bouillei*, *N. incrassatus*, *N. garnieri*, *N. striatus*, *N. stellatus* — горизонт *Discocyclus veronensis* — зона *N. fabianii*, а крупные формы (*N. millecaput*, *N. gizehensis*) полностью исчезают.

По всему разрезу встречаются *Operculina alpina*, *O. ammonica*, *Op. cf. alpina*, *O. canalifera*, *Pellatispira douvillei*, *P. madaraszi*, *Grzybowskiella armenica*, *G. reticulata*, *Spiroclypeus carpatica*, *S. granulosa*, *Discocyclus veronensis*, *D. sella*, *D. nummulitica*, *D. chudeaui*, *D. aspera*, *D. roberti*, *D. andrusovi*, *D. multiplicata*, *D. gabrieliani*, *D. varians*, *D. douvillei*, *D. landzarica*, *Asterocyclus pentagonalis*, *As. stellatus*, *Ass. stella*, *Actinocyclus patellaris*, *A. radians*.

Встречается богатый комплекс планктонных фораминифер. Из них, по В. А. Крашенинникову [8], наиболее характерны *Acarinina rotundimarginata*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina turkmenica* (нижняя часть верхнего эоцена), *Globigerapsis semiinvoluta*, *Globorotalia cocoensis*, *Globigerina corpulenta*.

Верхний эоцен — нижний олигоцен (?) Выше описанных карбонатных отложений с богатой фауной верхнего эоцена согласно залегает перемежающаяся свита известковистых песчаников, алевролитов, глин, туфопесчаников, гравелитов, общей мощностью 150—170 м. Состав как моллюсковой фауны, так и нуммулитов и планктонных фораминифер имеет переходный между верхним эоценом и олигоценем характер.

Моллюски — *Leda perovalis* Koen., *Nuculana perovalis* Koen., *N. korobkovi* Aslanov, *N. lezginica* Korob., *Bathyrca rubaschaica* Korob., *B. gigantea* Asl., *Variamussium fallax* Korob., *Tellina budensis* Hofm., *Crassatella woodi* Koen., *Pteria wemmelensis* Vinc., *Tympanotonos vivarii* Opp., *Arca appendiculata* Sow., *Pseudamussium corneum* Sow., *Corbula ficus* Sol., *Cerithium dregeri* Bouss., *Natica micromphalus* Sand., *Dentalium hearingense* Dreg., *D. cf. novaki* Koen. и другие.

Этот комплекс ископаемой фауны моллюсков очень близок фауне латторфского яруса Сев. Германии, описанной А. Коененом [9]. Мелкие фораминиферы представлены *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantk., *Valimina sculptilis* Cushman, *Uvigerina jacksonensis* Cushman и др. формами.

Своеобразный состав имеет фауна нуммулитид. Почти полностью отсутствуют представители типичных верхнеэоценовых форм, наряду с появлением предков олигоценных нуммулитов — *N. fabianii retiatus*, *N. vascus initialis* — зона *N. fabianii retiatus*.

Редко встречаются транзитные нуммулиты — *N. incrassatus*, *N. bouillei*, а также *Operculina victoriensis*, *D. nummulitica*.

Олигоцен (нижний-средний). На отложениях описанного переходного горизонта согласно залегает мощная (до 1000 м) свита желтовато-серых, желтовато-бурых, слабо известковистых полимик-

товых песчаников с характерной шаровой или матрацевидной отдельностью, бурых, темно-серых, комковатых глин, алевролитов и реже мергелей—шорагбюрская свита. В Приереванском районе в глинах и алевролитах встречаются линзы и пачки рифовых известняков, сложенных раковинами кораллов, морских ежей, моллюсков, нуммулитов.

В различных горизонтах отложений шорагбюрской свиты встречается богатейший комплекс фауны моллюсков, нуммулитов, мелких фораминифер, кораллов, а также ископаемая флора.

По фауне моллюсков выделяются четыре горизонта:

а) горизонт с *Variamussium fallax* Korob., с фауной *V. fallax* Korob., *Ostrea plicata* Sob., *Nuculana perovallis* Koen., *N. crispoata* Koen., *Divaricella ermenonwillensis* d'Orb., *Natica vapincana* d'Orb., *N. (Ampullina) garnieri* Bavan., *N. micromphalus* Sandb., *Diastoma costellatum* Lam. var., *Tympanotonos vivariti* Opp., *Crassatella woodi* Koen., *Tellina budensis* Hofm.;

б) горизонт с *Pecten arcuatus* Brocc., с фауной *P. arcuatus* Brocc., *Pseudamussium corneum* Sow., *Gryphaea brongniarti* Brongn., *Ostrea (Gigantostrea) gigantea* Sol., *Polymesoda convexa* Brongn., *Potamides plicatum* Brug., *Cerithium lamarcki* Desh., *C. dentatum* Deffr., *Diastoma costellatum* Lam., var. *elongatum* Brug., *Natica (Ampullina) garnieri* Bavan., *Megatylotus crassatinus* Lam.;

в) выше залегают песчаники с фауной *Polymesoda convexa* Brongn. (горизонт циркеевых песчаников), *Cyrena sirena* Brongn., *Crassatella subtumida* Bell., *Meretrix villanova* Desh., *M. armenica* Gabr., *Cardium perversum* Abich, *C. saribulachicum* Gabr., *C. pseudofragile* Abich, *Cerithium plicatum* Brug., *Tympanotonos margaritaceum* Brongn., *Cerithium lamarcki* Desh., *Tritonium flandricum* Kon., *Lyria modesta* Braun, *Voluta suturalis* Nyst, *Natica garnieri* Bavan;

г) венчается разрез ниже-среднеолигоценовых отложений горизонтом известковистых песчаников, коралловых и нуммулитовых рифовых известняков с фауной *Pectunculus (Axtinia) pulvinata* Lam., *P. (A.) obovatus* Lam., *Spondylus tenuispina* Sand., *Crassatella tumida* Lam., *Venus vindobonensis* Meyer, *Chione aglaurae* Chemn., *Meretrix (Cytherea) villanova* Desh., *M. (C.) armenica* Gabr., *Polymesoda convexa* Brongn., *Chama vicentina* Fuchs., *Megatylotus crassatina* Lam., *Natica maxime* Grag., *Latrunculus caronis* Brongn., *Trochus cf. lucasianus* Brongn., *Conus wercati* Brocc., *Cerithium plicatum* Brug., *Campanile meneguzzoi* Fuchs, *C. carpenteri* Bast., *Tympanotonus margaritaceum* Brocc., *Tympanotonos meneguzzoi* Fuchs, *Delphinula latesulcata* Greg., *Strombus auriculatus* Grat., *St. irregularis* Fuchs и другие.

Во всех горизонтах разреза отложений нижнего-среднего олигоцена встречаются *Nummulites intermedius*, *N. nascus*, а также транзитные формы *N. bouillei*, *N. incrassatus*—зона *N. intermedius*, единичные экземпляры *Planorbella*.

Из мелких фораминифер в нижних горизонтах встречаются *Bullimina sculptilis* Cushman., *B. ovata* d'Orb., *Bolivina nobilis* Hantk., *B. antegressa* (II и III типы) и др., а в верхних слоях разреза—*Nonion umbilicatum* Mont., *Elphidium armentum* Sahak., *Caucasina schischkinskya* (Sam.)

По данным В. А. Крашенинникова [8], из планктонных фораминифер для олигоцена Армении характерна *Globigerina tapuriensis*, *G. sellii*, типичная для олигоцена Средиземноморья.

А. С. Андреева-Григорович [2], изучая нанопланктоны пограничных эоцен-олигоценовых и олигоценовых отложений Армении, пришла к выводу, что переходные слои с *N. fabianii retiatus* по составу нанопланктонов соответствуют зоне *Sphenolithus pseudoradians*, а

слон с *Variamussium fallax*—зоне *Ericsonia subdisticha* и относятся к верхнему эоцену. Горизонты циреновых песчаников и Кеара-молла, охватывающие большую часть разреза шорагбюрской свиты, по ее мнению, соответствуют зоне *Helicopontosphaera reticulata* и относятся к нижнему олигоцену.

Верхний олигоцен—нижний миоцен—на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего-среднего олигоцена несогласно налегает свита лагунно-континентальных красноцветных и пестроцветных песчано-глинистых молассовых образований мощностью 600—700 м. Она условно относится к верхнему олигоцену—нижнему миоцену на основании ее стратиграфического положения. Как уже указывалось, свита эта подстилается нижним-средним олигоценом и перекрывается гипсо-соленосными и терригенными отложениями среднего миоцена.

Характер отложений и тектонические условия образования этих пестроцветных молассовых отложений, имеющих огромное распространение по всему альпийскому складчатому поясу и заполняющих предгорные и межгорные наложенные впадины, свидетельствуют о том, что они образовались в завершающую стадию олигоценового отдела.

Краткая характеристика сводного разреза палеогена Армении показывает, что мы имеем типичный верхний эоцен (зона *N. fabianii*) и не менее типичный олигоцен (зона *N. intermedius*—шорагбюрская свита), фаунистически отлично охарактеризованные.

Между ними залегает горизонт, который по составу фауны нуммулитов имеет переходный между эоценом и олигоценом характер. При проведении границы между эоценом и олигоценом важно установить возраст этого горизонта (горизонт с *N. fabianii retiatus*).

Фауна нуммулитид, которая при решении данного вопроса должна играть решающее значение, претерпевает кардинальные изменения.

Полностью исчезают все виды родов *Asterocyclina*, *Actinocyclina*, *Pellatispira*, *Spiroclypeus*, *Grzybowskia*. Вымирает также подавляющее большинство типичных верхнеэоценовых нуммулитов, оперкулин, дискоциклин. Только единичными экземплярами встречаются *N. incrassatus*, *N. bouillei*, которые переходят и в олигоцен, а также *Discocyclina nummulitica*. Вместе с тем появляются предки типичных олигоценовых форм *N. fabianii retiatus* (предок *N. intermedius*) и *N. vascus initialis*.

Таким образом, мы имеем дело с горизонтом, в котором происходит массовое вымирание старого и зарождение нового; спрашивается—что это за этап геологического развития—время завершения старого (верхнего эоцена) или же начало нового (олигоцена)?—вопрос философский, и ответить на него очень трудно.

Сравнительно более определенное стратиграфическое положение занимает фауна моллюсков. Она по общему составу (*Triton expansus* Sow., *Tr. flandricus* Koen., *Cassidaria nodosa* Sol., *Cassis ambigua* Sol., *Natica hantonensis* Pilk., *Ostrea prona* Wood., *Spondylus tenuispina* Sandb., *Arca sandbergeri* Desh., *Crassatella woodi* Koen. и др.) обнаруживает большое сходство с фауной латторфского яруса Северной Германии (описанной А. Коененом [9]), который обычно сопоставляется с сануазским ярусом Парижского бассейна и считается нижним олигоценом. Однако, как известно, ряд исследователей (Крутч и Лодз в Германии, И. А. Коробков [7] в СССР) склонен отнести латторфский ярус к верхнему эоцену. Таким образом, как у нас в СССР, так и во Франции, ГДР и ФРГ, вновь поднимается вопрос о возрасте латторфского (или сануазского) яруса и соответственно этому—положении слоев с *Bolivina antegressa*.

Ш. Помераль и А. Кавелье склонны к проведению границы между верхним эоценом и олигоценом в Парижском бассейне по резкой

смене мергелистых отложений темными глинами, т. е. по подошве сануазского яруса (слои с *Bolivina antegressa*).

Сходный с фауной латторфа комплекс ископаемых моллюсков обнаружен и описан К. А. Ализаде [1] в нижнеолигоценовых отложениях (нижняя часть майкопской свиты) северо-восточных предгорий М. Кавказа. Им приводится следующий список фауны: *Nuculana lezginica* Korob., *Leda aelata* Koen., *Astarte diladata* Phill., *Dentalium novakii* Koen., *Planorbella*, *Leda crispata* Koen., *Cardita diladata* Sok. и другие.

Анализ состава фауны показывает, по его мнению, что она сходна с фауной, описанной А. Коененом [9] из латторфских слоев Сев. Германии, Н. И. Соколовым—из олигоценовых отложений южной Украины, И. А. Коробковым [7]—из хадумского горизонта Сев. Кавказа.

По нанопланктону, как уже указывалось выше, описываемый переходный горизонт, как и вышележащие слои с *Variamussium fallax* А. С. Андреевой-Григорович [2], относится к верхнему эоцену.

Более сложно обстоит дело с мелкими фораминиферами: *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hanth., *Bulimina sculptilis* Cushm. и другими.

При рассмотрении данного вопроса, на наш взгляд, важное значение имеет также изменение фаций отложений.

Кардинальные палеогеографические и тектонические перестройки, имевшие место в конце эоцена—начале олигоцена, естественно, не могли не отразиться и на составе отложений. Не случайно, что почти по всему Средиземноморскому поясу карбонатные отложения верхнего эоцена в олигоцене сменяются терригенными песчано-глинистыми бескарбонатными или слабо карбонатными породами. На Северном Кавказе верхний эоцен представлен мергелями и известняками—белоглинистый горизонт, а олигоцен—песчано-глинистыми (большой частью бескарбонатными) отложениями—майкопская свита. В основании этой свиты залегает хадумский горизонт битуминозных сланцеватых глин и алевролитов, который содержит моллюсковую фауну типа латторфа. В Закавказье смена состава пород на границе эоцена и олигоцена, в частности карбонатных отложений терригенными также отчетливо выражена.

Если подойти к рассматриваемому вопросу с этой позиции, то переходный горизонт и зону *V. fallax* следует отнести к олигоцену, ибо литологически они составляют неотъемлемую часть вышележащей шорагбюрской песчано-глинистой раннемолассовой свиты (олигоценовый возраст который никем не оспаривается), соответствующей определенному этапу геологического развития.

Проблема возраста переходных горизонтов между отделами и подотделами общая и большей частью является спорной. Классическим примером может служить датский ярус, который выделен в составе верхнего мела, однако ряд исследователей, в частности микропалеонтологи, считают целесообразным отнести его к палеогену.

Учитывая все вышесказанное, мы склонны провести границу между верхним эоценом и олигоценом по подошве горизонта *N. fabianii retiatus* шорагбюрской свиты Армении, майкопской свиты Кавказа, минилитовой свиты Карпат, харьковской свиты Восточно-Европейской платформы, узекдагской свиты Копет-дага, ханадабских, исфаринских и сумсарских слоев Таджикской впадины.

Предлагаем также отнести горизонт с *N. fabianii retiatus* к латторфскому ярусу, шорагбюрскую свиту—к рюпельскому ярусу, а вышележащую красноцветную молассовую свиту—к хатскому ярусу и таким образом восстановить классическую схему трехчленного деления олигоцена—латторфский, рюпельский и хатский ярусы.

Отметим некоторые важнейшие тектонические и палеогеографические изменения, происходившие на этом рубеже.

В конце эоцена происходят мощные тектонические движения, которые обуславливают складчатость и метаморфизм мощных эоценовых геосинклинальных вулканогенно-осадочных свит, завершение геосинклинального этапа развития области, и, начиная с олигоцена, Малый Кавказ, как и Большой Кавказ, вступает в орогенную стадию тектонического развития.

В центральной диагональной части М. Кавказа возникает единая оротектоническая зона поднятия и размыва, к северо-востоку и юго-западу от которой формируются ее тектонопары—соответственно Куринская и Среднеараксинская межгорные орогенные молассовые впадины. В последних и происходит накопление песчано-глинистых терригенных отложений типа ранних морских моласс—майкопская свита Азербайджана и Грузии и шорагбюрская свита Армении.

Значительные изменения происходят на рубеже эоцена и олигоцена и в климатических условиях. В позднем эоцене морские водоемы на Кавказе и, в частности, в Армении характеризовались близкими к тропическим условиями, о чем свидетельствует распространение нуммулитовой фауны, мелких фораминифер, а также широкое развитие карбонатных осадков. В олигоцене же теплолюбивая фауна (нуммулиты, морские ежи, кораллы и т. д.) встречается только в Приараксинской зоне Армении и совершенно отсутствует даже в близких, но расположенных севернее районах Ахалцихского бассейна и Куринской впадины.

Анализ ископаемой флоры шорагбюрской свиты показывает, что в растительном покрове олигоцена преобладали ксерофильные формы, свидетельствующие о более сухом и жарком, по сравнению с верхним эоценом климате.

Таким образом, сравнительно теплые климатические условия, установившиеся в позднем эоцене на Кавказе, в олигоцене сменяются более холодноватыми, и только в Южной Армении тропические и субтропические условия сохраняются.

Значительны изменения на рассматриваемом рубеже и в проявлении магматизма и эндогенного рудообразования. Геосинклинальный тип магматизма эоцена в олигоцене сменяется типичным орогенным магматизмом.

Отделение наук о Земле
АН Армянской ССР

Поступила 20. III. 1986.

Ա. Հ. ԿՍԻՐԻՆՆԻՅԱՆ

ԷՌՑԵՆԻ ԵՎ ՕԼԻԳՈՅԵՆԻ ՍԱՀՄԱՆԻ ՄԱՍԻՆ
(ԸՍՏ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՆՅՈՒԹԵՐԻ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Էոցենի և օլիգոցենի սահմանում երկրակեղևի կառուցվածքում տեղի են ունեցել խոշոր փոփոխություններ: Այդ սահմանը Միջերկրածովային ծալքավոր գոտու համար որակական վերափոխումների, զարգացման գեոսինկլինալային փուլից լեռնագոյացման փուլին անցնելու ժամանակաշրջան է հանդիսանում: Հոգվածի հեղինակի կողմից առաջարկվում է էոցենի և օլիգոցենի սահմանն անցկացնել շորադրյուրի շերտախմբի (ՀՍՍՀ) և նրա հասակակից մայկոպյան շերտախմբի հիմքով: Հիմնավորվում է օլիգոցենը երեք հարկերի (լասորֆի, ոյուպելի և խատի) ստորաբաժանելու դասական սխեմայի վերականգնման անհրաժեշտությունը:

ON THE EOCENE AND OLIGOCENE BOUNDARY (BY THE MATERIALS OF ARMENIA)

A b s t r a c t

One of the major problems of the Paleogene stratigraphy is discussed in this paper—the problem of Eocene and Oligocene boundary. It is proposed to draw this boundary along the subbase of the shoraghblure suite in Armenia and maikop suite in Caucasus, reestablishing the classical scheme of the Oligocene trinomial division into Lattorian, Rupellan and Chattian stages.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ализаде К. А. К находке латторфской фауны в Азербайджане. — Изв. АН АзССР, 1947, вып. 1, № 2.
2. Андрусов-Григорович А. С. Нанопланктон пограничных эоцен-олигоценых и олигоценых отложений Армении и Северного Кавказа. — Палеонтологический сборник, 1981, № 18, с. 57—62.
3. Асланян П. М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений ЮЗ части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 309 с.
4. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 298 с.
5. Габриелян А. А., Григорян С. М. Новые данные о возрасте слоев с *N. gizehensis* (Forskal) и нуммулитовые зоны Армении. — ДАН АрмССР, 1981, т. LXXII, № 1, с. 33—41.
6. Григорян С. М. Нуммулиты и орбитолиты Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 216 с.
7. Коробков И. А. Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа (зона *V. fallax* Kogob). Тр. Московского нефт. геол.-разв. ин-та, 1939, вып. 113, с. 3—94.
8. Крашенинникова В. А. Некоторые виды планктонных фораминифер из эоценовых и олигоценых отложений южной Армении. — Вопросы микропалеонтологии, 1974, № 17, с. 95—135.
9. Koenen В. А. Das Nord-deutsche Unter-Oligocän und seine Mollusken faune. Teil 1—XVI, 1880—1894. Berlin, 270 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 11—19, 1986

УДК: 551.243:550.834(479)

А. Т. АСЛАНЯН, А. С. КАРАХАНИЯН, А. О. МИКАЕЛЯН,
С. Ц. АКОПЯН, К. А. ЗАКАРЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

Рассматриваются результаты совместного анализа данных дистанционного зондирования и распределения горизонтальных неоднородностей скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн в верхней мантии Тавро-Кавказского орогена.

На картах скоростных неоднородностей верхней мантии региона выделяются три основные зоны субмеридионального простиранья, ориентированные поперечно поверхностной структуре. При сопоставлении указанных зон с результатами дистанционного зондирования отмечается связь между участками высокоградиентного изменения V_p и V_s и субмеридиональными линейными элементами. Анализ сейсмологической и геолого-геофизической информации позволяет предполагать, что субмеридиональные скоростные неоднородности обусловлены особенностями глубинного строения региона и связаны с разуплотнением, разогревом и частичным плавлением вещества верхней мантии. Субмеридиональные линейные элементы косвенным образом отражают структурно-вещественные аномалии верхней мантии и наряду с северо-восточными и северо-западными линейными элементами образуют перекрестный каркас, отражающий особенности строения литосферы на разных глубинных уровнях.

¹ Доклад, представленный на 27-ой Международный геологический конгресс. (Москва, 1984)

ON THE EOCENE AND OLIGOCENE BOUNDARY (BY THE MATERIALS OF ARMENIA)

A b s t r a c t

One of the major problems of the Paleogene stratigraphy is discussed in this paper—the problem of Eocene and Oligocene boundary. It is proposed to draw this boundary along the subbase of the shoraghblure suite in Armenia and maikop suite in Caucasus, reestablishing the classical scheme of the Oligocene trinomial division into Lattorian, Rupellan and Chattian stages.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ализаде К. А. К находке латторфской фауны в Азербайджане. — Изв. АН АзССР, 1947, вып. 1, № 2.
2. Андросва-Григорович А. С. Нанопланктон пограничных эоцен-олигоценых и олигоценых отложений Армении и Северного Кавказа. — Палеонтологический сборник, 1981, № 18, с. 57—62.
3. Асланян П. М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений ЮЗ части Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 309 с.
4. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 298 с.
5. Габриелян А. А., Григорян С. М. Новые данные о возрасте слоев с *N. gizehensis* (Forskal) и нуммулитовые зоны Армении. — ДАН АрмССР, 1981, т. LXII, № 1, с. 33—41.
6. Григорян С. М. Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 216 с.
7. Коробков И. А. Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа (зона *V. fallax* Kogob). Тр. Московского нефт. геол.-разв. ин-та, 1939, вып. 113, с. 3—94.
8. Крашенинникова В. А. Некоторые виды планктонных фораминифер из эоценовых и олигоценых отложений южной Армении. — Вопросы микропалеонтологии, 1974, № 17, с. 95—135.
9. Koenen В. А. Das Nord-deutsche Unter-Oligocän und seine Mollusken faune. Teil 1—XVI, 1880—1894. Berlin, 270 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 11—19, 1986

УДК: 551.243:550.834(479)

А. Т. АСЛАНЯН, А. С. КАРАХАНИЯН, А. О. МИКАЕЛЯН,
С. Ц. АКОПЯН, К. А. ЗАКАРЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

Рассматриваются результаты совместного анализа данных дистанционного зондирования и распределения горизонтальных неоднородностей скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн в верхней мантии Тавро-Кавказского орогена.

На картах скоростных неоднородностей верхней мантии региона выделяются три основные зоны субмеридионального простиранья, ориентированные поперечно поверхностной структуре. При сопоставлении указанных зон с результатами дистанционного зондирования отмечается связь между участками высокоградиентного изменения V_p и V_s и субмеридиональными линейными элементами. Анализ сейсмологической и геолого-геофизической информации позволяет предполагать, что субмеридиональные скоростные неоднородности обусловлены особенностями глубинного строения региона и связаны с разуплотнением, разогревом и частичным плавлением вещества верхней мантии. Субмеридиональные линейные элементы косвенным образом отражают структурно-вещественные аномалии верхней мантии и наряду с северо-восточными и северо-западными линейными элементами образуют перекрестный каркас, отражающий особенности строения литосферы на разных глубинных уровнях.

¹ Доклад, представленный на 27-ой Международный геологический конгресс. (Москва, 1984)

Изучение глубинного строения литосферы является одной из актуальных и трудных задач геологических исследований. В этом отношении значительный интерес представляют исследования глубинного строения с применением результатов дистанционного зондирования Земли. Земная поверхность, фиксируемая на космических снимках, при этом рассматривается как интегральное геологическое образование, являющееся результатом последовательного наложения структур разного возраста и различной глубины заложения, закономерно преобразованных комплексом экзогенных процессов.

Проявление элементов глубинного строения земной коры в линейментах, фиксируемых на космических снимках, уже отмечалось многими исследователями [6, 7, 8, 11]. Линейменты и их зоны, плохо или вовсе не выраженные в приповерхностных тектонических объектах, зачастую являются элементами структуры погребенного фундамента. Представляется, однако, что исследования глубинного строения Земли с применением космических снимков можно распространить и на более глубокие слои литосферы, вплоть до верхней мантии.

Выявляемые на космических снимках линейменты Тавро-Кавказского региона образуют сложные системы разнонаправленных структур. В приповерхностном структурном уровне региона наилучшим образом отражены системы продольных линейментов северо-западного и близких к нему простираний. Они представлены крупными разрывными нарушениями, доминируют в структурно-фациальной зональности и хорошо дешифрируются на космических снимках низкой генерализации. Поперечные северо-восточные и субмеридиональные линейменты в поверхностной структуре выражены хуже и дешифрируются в основном на космических снимках высокой генерализации. Некоторые из них совпадают с простиранием молодых разрывных нарушений, но чаще представлены зонами трещиноватости, расщелистости, гидротермального изменения пород, линейно вытянутыми интрузивными и вулканическими образованиями и т. д. Линейменты этих систем, как правило, хорошо фиксируются различными геофизическими методами (зоны значительного изменения градиентов аномалий силы тяжести, общего изменения характера гравитационного и магнитного полей, зоны анизотропии скоростей сейсмических волн и т. д.) и, видимо, представляют собой поверхностное отражение различных глубинных образований.

Сопоставление с рельефом поверхности Мохоровичича свидетельствует об отчетливом проявлении на данном структурном уровне литосферы крупнейших линейментов северо-западного (общекавказского) и северо-восточного простираний, представленных в основном глубинными разрывными нарушениями (рис. 1).

Подобная закономерность в распределении линейментов по глубине уже отмечалась В. И. Макаровым, В. Г. Трифоновым, Ю. К. Щукиным и др. [10, 11] для Восточного Кавказа и интерпретировалась как проявление структурно-динамической дисгармонии литосферы. В свете отмечаемой дисгармонии литосферы Кавказа существенный интерес представляет вопрос структурного проявления нижних этажей земной коры и верхней мантии на космических снимках.

В 1976—1978 гг. Л. П. Винником и др. [4, 5] были получены интересные результаты по распределению горизонтальных скоростных неоднородностей в верхней мантии Кавказа. Анализ горизонтальных скоростных неоднородностей выполнялся методом просвечивания сейсмическими волнами далеких землетрясений, обеспечивающими высокую разрешающую способность по горизонтали, необходимую при картировании неоднородностей мантии в тектонически активных областях. Эти результаты выявили ряд особенностей строения верхней мантии региона, в частности ее субмеридиональную зональность, не совпадающую с современной тектонической зональностью.

В дальнейшем, на основе большого фактического материала на-

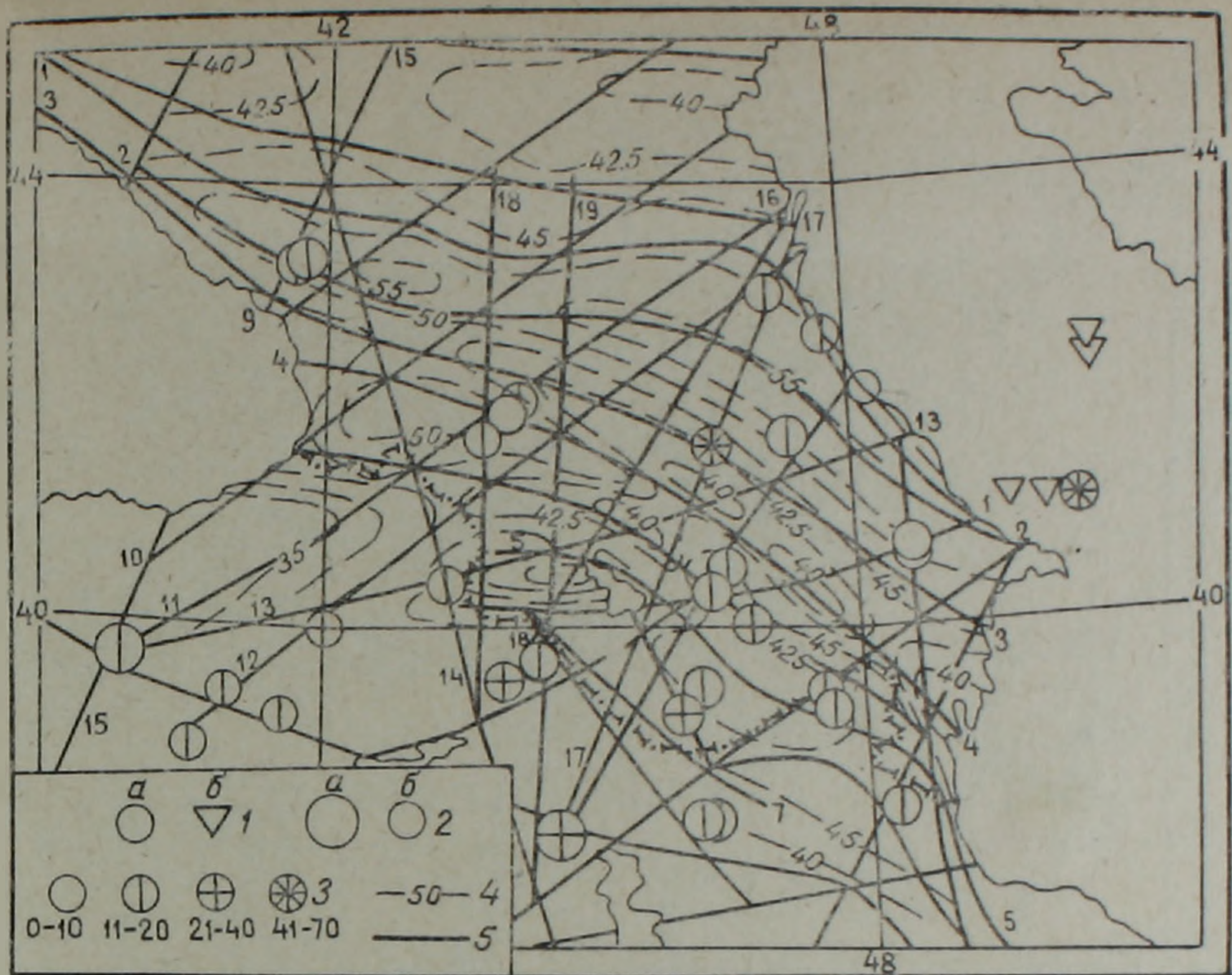


Рис. 1. Схема отдешифрованных линеаментов, эпицентров сильных землетрясений и рельефа поверхности Мохоровичича. Схема эпицентров землетрясений и поверхности Мохоровичича по Г. В. Егоркиной, Г. В. Краснопевцевой и Ю. К. Щукину [3]. 1—эпицентры землетрясений с очагами в земной коре (а) и в верхней мантии (б); 2—эпицентры в земной коре с $M=7,1-8,0$ (а) и $M=6,1-7,0$ (б); 3—эпицентры, классифицированные по глубине очага в км; 4—изогипсы поверхности Мохоровичича (по сейсмологическим данным); 5—линеаменты отдешифрованные по комплексу аэрокосмических данных.

ми была подтверждена и детализирована картина распределения горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии Тавро-Кавказского региона [2]. Поскольку на распределение скоростных неоднородностей продольных и поперечных сейсмических волн сказывается анизотропия распределения других физических параметров среды (плотности, температуры, упругих свойств и др.), то сопоставление с результатами дистанционного зондирования может выявить ряд интересных корреляций между линеаментами и структурно-вещественными аномалиями верхней мантии региона.

На картах горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии Кавказа выделяются три основные зоны субмеридионального простирания, поперечные поверхностной структуре (рис. 2,3). При сопоставлении указанных зон с результатами дешифрирования космических снимков намечается отчетливая связь между участками градиентного изменения скорости продольных и поперечных сейсмических волн и субмеридиональными линеаментами. Центральная низкоскоростная зона (I)¹ фиксируется двумя субпараллельными линеаментами, представляющими осевую зону общего транскавказского направления. С запада и востока Транскавказская низкоскоростная зона ограничивается системой линеаментов север-северо-западного простирания, маркирующих границы между Транскавказской низко-

¹ Цифрами указывается положение скоростных аномалий на рис. 2,3.

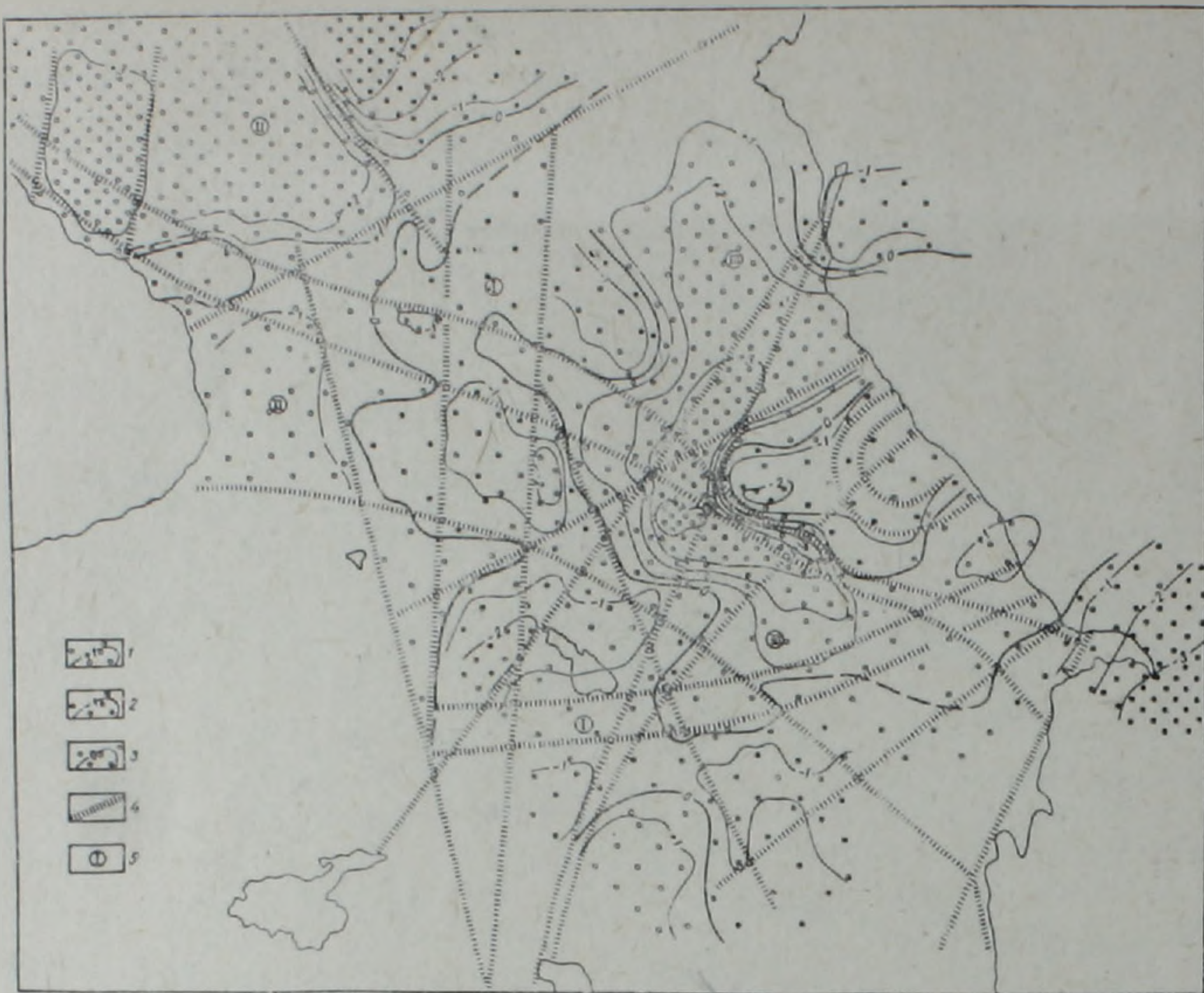


Рис. 2. Схема сопоставления горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии (по данным V_p) и линеаментов Кавказа. 1—изолинии повышенного значения V_p ; 2—изолинии пониженного значения V_p ; 3—зона контакта повышенных и пониженных значений V_p ; 4—главнейшие линеаменты, коррелируемые с изолиниями V_p ; 5—зоны горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии.

скоростной зоной высокоскоростными зонами на западе (II) и востоке (III) региона. Северо-восточная низкоскоростная область в районе гор. Дербента совпадает с дугообразными линеаментами Самурской кольцевой структуры. Переход Центральной низкоскоростной зоны в низкоскоростную аномалию Апшеронского полуострова маркируется двумя субширотными линеаментами. Линеаменты северо-восточного и северо-западного направлений имеют подчиненное значение и разделяют три основные зоны скоростных неоднородностей на ряд локальных подзон, характеризующихся более слабыми вариациями скоростей сейсмических волн. Отметим, что указанные локальные области в пределах центральной зоны представляют собой «раздувы» низкоскоростной неоднородности, разделенные друг от друга «пережимами» в местах пересечения с поперечными зонами крупными линеаментами.

Линеаменты, соответствующие выделенным субмеридиональным зонам, имеют общую тенденцию приурочиваться к направлениям, перпендикулярным к зонам градиентов изменения скорости продольных и поперечных сейсмических волн. Максимальный градиент вариации наблюдается в районе восточной границы Центральной низкоскоростной зоны (Алазанская долина), что, видимо, свидетельствует о резком контакте на этой глубине двух областей с различными физическими свойствами, выделяющимися линеаментами. Аналогичная высокоградиентная зона на побережье Каспийского моря, где контактирует низкоскоростной блок Кусарского краевого прогиба и высокоскоростной блок Дербентской впадины, отмечается дугообразными

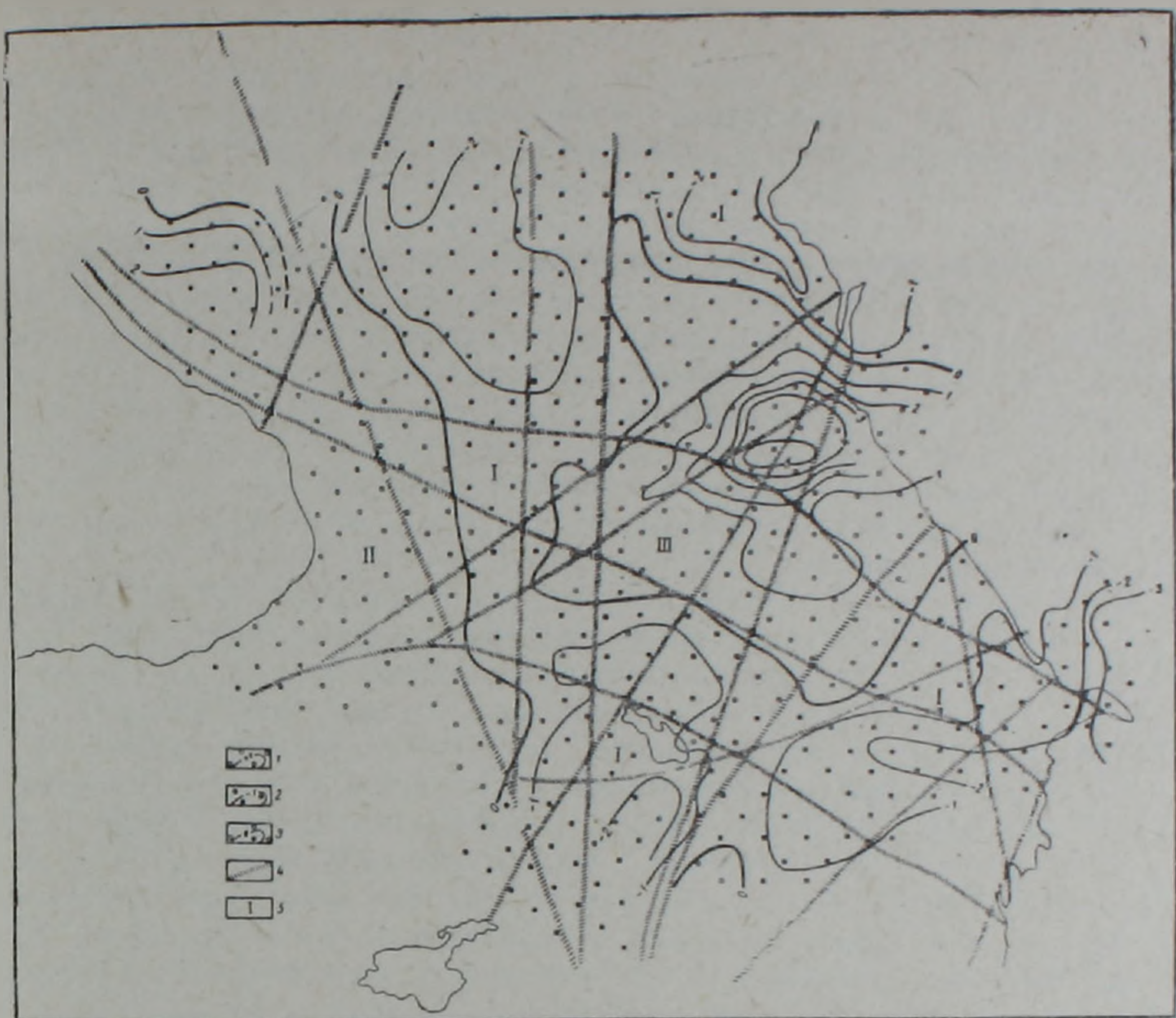


Рис. 3. Схема сопоставления горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии (по данным V_s , причем $V_s = 4.72$ км/сек, с градацией на схеме — $2 = 4.52$; $-1 = 4.62$; $0 = 4.72$; $1 = 4.82$; $2 = 4.92$ км/сек) и линеаментов Кавказа. 1—изолинии повышенного значения V_s ; 2—изолинии пониженного значения V_s ; 3—зона контакта повышенных и пониженных значений V_s ; 4—главнейшие линеаменты, коррелируемые с изолиниями V_s ; 5—зоны горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии.

ми линеаментами Самурской кольцевой структуры. Здесь же, по некоторым данным, намечаются признаки субдукции со стороны Кусаро-Девичинской наклонной равнины под Большой Кавказ.

Центральный Транскавказский пояс низкоскоростных неоднородностей и соответствующие ему линеаменты совпадают с областями проявления четвертичного вулканизма и плутонизма Большого Кавказа, а также плиоценового и частично плейстоценового вулканизма Армянского нагорья. Соответствие зон скоростных неоднородностей линеamentным направлениям, а также областям вулканической активности и повышенного теплового потока позволяет в первом приближении экстраполировать общую направленность глубинных неоднородностей в соседние области Тавро-Кавказского орогена. Так, Транскавказское линеamentное направление продолжает Центральную низкоскоростную зону в район водораздела между озерами Ван и Урмия, где проходит траверс, соединяющий Анатолийско-Малокавказский и Тавро-Загросский офиолитовые пояса.

В представлении ряда исследователей (Е. Е. Милановский, А. Т. Асланян и др.) разломы и линеаменты, контролирующие лавовые поля плиоцена (покровы и силлы обратно намагниченных базальтов виллафранка), через внутреннюю полосу Армянского нагорья прослеживаются в зону Мертвого моря и далее в систему Восточноафриканских рифтовых структур. В рассматриваемом Транскавказском поясе находятся крупнейшие вулканы—Эльбрус, Казбек, Абул, Самсар, Арагац, Арарат, Сипан, Немруд, Тендурек (действующий), Саханд, причем узлы пересечения этого пояса с близширотными линеа-

ментами в ряде районов являются ареалами плиоценовой вулканической активности.

Проведенное дешифрирование космических снимков показывает, что центральная и восточные ветви Транскавказского линейamentного направления срезаются в районе водораздела озер Ван и Урмия крупнейшим линейamentом север-северо-западного простирания, имеющим на этом участке значительную правостдвиговую составляющую, и к югу от него более не прослеживаются. По данным В. А. Буша [3], западные ветви Транскавказского линейамента протягиваются в юго-западном направлении и плавно сочленяются с зоной левосторонних сдвигов Мертвого моря. Общее расщепление и виргация к западу ветвей Транскавказского линейамента, по-видимому, связывается с предполагаемым по плиттектоническим построениям (и отраженным в соответствующих изгибах складчатых структур и разграничивающих их разломов) правосторонним сдвиговым перемещением вдоль зоны Загросского линейамента.

По данным Ю. П. Оровецкого и Г. В. Егоркиной [9], в пределах Центральной части Малого Кавказа (Севанский оротектонический пояс) наблюдается транскоровая акустическая аномалия, характеризующаяся аномально высокой плотностью теплового потока, повышенными значениями геотермического градиента, а также широким развитием на поверхности ареалов вулканической активности, отождествляемая с глубинным магматическим диапиром. Выделяемые на космических снимках высокой генерализации Севанская кольцевая структура и ряд субмеридиональных линейamentов вполне могут наследовать в каком-либо приближении, границы глубинного магматического диапира, являясь его структурным (косвенным) выражением на поверхности.

Распределение горизонтальных скоростных неоднородностей и соответствующих им линейamentов свидетельствует о субмеридиональной зональности верхней мантии региона. Эта зональность, вероятно, объясняется наличием структурных неоднородностей верхней мантии отражающимися различиями в физическом состоянии глубинного материала Земли. Указанные неоднородности, возможно, обусловлены такими явлениями как разупрочнение, разуплотнение и частичное плавление вещества, изменение минеральной фазы, физико-химические процессы и др., способные привести к образованию наблюдаемой скоростной дифференциации по латерали.

Наличие корреляции между зонами пониженных скоростей и областями с высокой интенсивностью теплового потока [5] позволяет предположить, что механические и физико-химические процессы в этих зонах обусловлены высокотемпературными эффектами, связанными с воздействием восходящего мантийного потока [10] или воздыманием астеносферы. Значительные амплитуды новейших поднятий рассматриваемой территории, недостаточное утолщение базальтового слоя земной коры [1] также позволяют предполагать существование субмеридиональных плотностных и температурных неоднородностей в верхней мантии под Кавказом.

Градиентные зоны контакта выделенных областей с различными физическими свойствами в большинстве случаев маркируются линейаментами, совпадающими с протяженными зонами концентрации высокой сейсмичности. Указанные зоны, по-видимому, соответствуют глубинным деформациям литосферы, играющим существенную роль в формировании активных сейсмогенных структур, фиксирующих блоковую зональность и структурную дисгармонию коры и мантии. Наличие Центральной низкоскоростной зоны может указывать на существование некоего аналога зоны мантийного срыва в Транскавказском направлении, где, по-видимому, имеется воздымание высокотемпературной астеносферы и тенденция раздвигания блоков. Подобная картина не противоречит, а, наоборот, хорошо согласуется с со-

временными геодинамическими моделями развития региона и прилегающих областей.

Таким образом, соответствие субмеридиональных линеаментов скоростным неоднородностям продольных и поперечных сейсмических волн позволяет предположить, что они являются суммарной формой приповерхностного (косвенного) проявления структурно-вещественных аномалий верхней мантии. Распределение локальных подзон и маркирующих линеаментов в пределах Центральной низкоскоростной зоны указывает на наличие внутренней зональности в пределах выделенных субмеридиональных неоднородностей верхней мантии. Необходимо отметить, что субмеридиональная зональность глубинных структур резко отличается от приповерхностного уровня литосферы, где структурные элементы, за исключением отдельных локальных объектов, в основном, отражаются линеаментами общекавказского простираения. Перекрестный линеаментный каркас исследуемого региона представляет собой сложную картину интегрального проявления различных структурных уровней литосферы: поверхностного (осадочного), в котором доминируют линеаменты северо-западного (общекавказского) простираения; промежуточного (корового), где преобладают крупные линейные деформации северо-западного и северо-восточного направлений, а также глубинного (верхнемантийного), выраженного на поверхности линеаментами субмеридионального простираения. Подобное проявление элементов дисгармонии структурных уровней верхней мантии и коры Тавро-Кавказского региона на космических снимках подтверждает предположение о пространственной перекрестности и интегральности проявления линеаментной сети, отражающей основные особенности строения литосферы на различных глубинных уровнях. Вместе с этим оно согласуется с новейшими представлениями о роли восходящих потоков мантийных флюидов и выплавов в развитии зон нарушений сплошности литосферы и сейсмической активности этих зон.

Институт геологических наук АН АрмССР,
Специальное конструкторское бюро наземно-космических и
сейсмопрогностических систем АН АрмССР,
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН АрмССР

Поступила 17. II. 1986.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Ա. Ս. ԿԱՐԱՆՅԱՆ, Ա. Հ. ՄԻՔԱՅԵԼՅԱՆ,
Ս. Յ. ՀԱԿՈԲՅԱՆ, Կ. Ա. ԶԱՔԱՐՅԱՆ

**ՏԱՎՐՈՍ-ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ՄԱՐԶԻ ԽՈՐՀԱՅԻՆ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԻ ՈՐՈՇ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐՆ ԸՍՏ ԴԻՍՏԱՆՑԻՈՆ ԶՈՆԴՄԱՆ ԵՎ
ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԱԲԱՆԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ**

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում քննարկվում են դիստանցիոն զոնդման և Տավրոս-Կովկասյան օրոգենի վերին պատյանում երկայնակի և լայնակի ալիքների արագությունների հորիզոնական անհամասեռությունների տեղաբաշխման տվյալների համատեղ վերլուծության արդյունքները:

Մարզի վերին պատյանի արագությունների անհամասեռությունների բարտեզների վրա առանձնացվում են մերձմիջօրեական տարածման երեք հիմնական զոնաներ, որոնք մակերևույթային կառուցվածքի նկատմամբ լայնակի կողմնորոշում ունեն: Այդ զոնաների համադրումը դիստանցիոն զոնդման արդյունքների հետ ի հայտ է բերում երկայնակի և լայնակի ալիքների բարձր դրադիենտ ունեցող փոփոխությունների տեղամասերի կապը մերձմիջօրեական ուղղություն ունեցող ալիքների հետ:

Ծրկրաշարժաբանական և երկրաբանա-երկրաֆիզիկական նյութերի վերլուծությունը թույլ է տալիս ենթադրելու, որ մերձմիջօրեական ուղղության արագությունների անհամասեռությունների դաշտերը պայմանավորված են մարզի խորքային կառուցվածքի յուրահատկություններով և կապված են վերին պատյանի նյութի ապախտացման, տաքացման և մասնակի հալման երևույթների հետ:

A. T. ASLANIAN, A. S. KARAKHANIAN, A. H. MIKAELIAN, S. Ts. HAKOPIAN,
K. A. ZAKARIAN

SOME PECULARITIES OF THE TAURO-CAUCASUS REGION ABYSSAL STRUCTURE ACCORDING TO DATA OF DISTANCE SOUNDING AND SEISMOLOGICAL INVESTIGATIONS

A b s t r a c t

The combined analysis results of distance sounding as well as V_p and V_s waves velocities horizontal heterogeneities distribution data in the Tauro-Caucasian orogen upper mantle are considered in this paper.

Three general submeridional zones of velocity heterogeneities in the upper mantle are marked out, having transversal orientation to the surface structure. Comparing these zones to the distance sounding data a connection between areas of V_p and V_s high-gradient variations and submeridional lineaments is observed.

The seismological and geological-geophysical information analysis allows to suggest the submeridional velocity heterogeneities to be conditioned by the upper mantle substance seal failure, heating up and partial melting.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Артюшков К. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Асланян А. Т., Закарян К. А., Акопян С. Ц., Караханян А. С., Микаелян А. О. О глубинной структуре Тавро-Кавказского региона по данным сейсмологических исследований и космического зондирования. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, том XXXV, № 4 с. 3—11.
3. Буш В. А. Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии. — Геотектоника, 1983, № 3, с. 15—31.
4. Винник Л. П., Ленартович Э. С. Структура верхней мантии Кавказа и Карпат по сейсмическим данным. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1976, №3, с. 3—13.
5. Винник Л. П., Годзиковская А. А., Патарая Е. И., Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № 7, с. 22—32.
6. Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 533 с.
7. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 114—132.
8. Макаров В. И., Соловьева Л. И. Перекрестный структурный план земной коры и проблемы проявления ее глубинных элементов на земной поверхности. В кн.: Исследования природной среды космическими средствами, т. 5. М.: ВИНТИ, 1976, с. 11—18.
9. Оровецкий Ю. П., Егоркина Г. В. Глубинный магматический диапиризм Центральной Армении. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, том XXXVI, № 5, с. 41—45.
10. Северина И. С. Физическая модель магнообразования в области «горячих пятен». — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1981, № 5, с. 78—88.

11. Трифанов В. Г., Макаров В. И., Флоренский П. В. Изучение глубинного строения литосферы с помощью комплекса космических снимков. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 115—122.
12. Трифанов В. Г., Шукин Ю. К. Кавказ (структурно-динамическая дисгармония литосферы по данным новейшей тектоники и геофизики). — В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982, с. 46—52.
13. Егоркина Г. В., Краснопевцева Г. В., Шукин Ю. К. Геофизическая характеристика очаговых зон. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 78—85.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 19—26, 1986

УДК: 553.77

А. М. БАБАЕВ

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОРДУБАДСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В результате комплексного исследования месторождений минеральных вод юго-западной части Ордубадского синклинория установлены основные закономерности формирования горизонтальной и вертикальной гидрогеохимической зональности. Выявлено, что горизонтальная зональность, в основном, определяется приуроченностью к зонам разрывных дислокаций кампан-маастрихтских отложений. Вертикальная зональность ненарушенная, наблюдается увеличение минерализации минеральных вод с глубиной. При этом меняется и тип воды. Отмечается переход от гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальцевого к хлоридно-гидрокарбонатно-натриевому типу.

Район исследования относится к равнинной и среднегорной областям южных и юго-западных отрогов Зангезурского и Вайкского хребтов юго-восточной части Нахичеванской АССР. Рельеф его отличается большим разнообразием геоморфологических элементов—от крутых скалистых гребней и больших обрывов до плоских равнин со сравнительно глубокой овражной сетью.

Юрские отложения обнажаются за пределами исследований территории и представлены породами вулканогенно-осадочной фации. Берхняя ее часть (кимеридж) вскрыта нами скважиной на Дарыдагском месторождении минеральных вод в интервале 790—955 м. Верхнемеловые (турон-датские) и палеоценовые отложения представлены породами терригенно-карбонатной фации и обнажаются в районе Бадамлинских и Дарыдагских месторождений минеральных вод.

На исследуемой территории широко распространены палеогеновые отложения, слагающие верхние свиты разреза на участках месторождений Дарыдагских, Сирабских и Вайхирских минеральных вод. Представлены они эоценом (осадочно-вулканогенные отложения) и олигоценом (вулканогенные отложения).

Неогеновые отложения выражены терригенной фацией. В геологическом строении рассматриваемых месторождений минеральных вод они не участвуют, а лишь окаймляют их. Четвертичные отложения представлены делювиальными, рыхлообломочными отложениями, а также древними и современными травертинами.

В структурно-тектоническом отношении исследованная территория приурочена к юго-западной части Ордубадского синклинория, где сложность структурного фона обусловлена наложением на древнем плане линейных складок более поздних поднятий и прогибов, а также широким развитием разрывных дислокаций.

Вдоль юго-западного крыла Ордубадского синклинория регионально выраженные разрывные нарушения и оперяющие их трещины

11. Трифанов В. Г., Макаров В. И., Флоренский П. В. Изучение глубинного строения литосферы с помощью комплекса космических снимков. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 115—122.
12. Трифанов В. Г., Шукин Ю. К. Кавказ (структурно-динамическая дисгармония литосферы по данным новейшей тектоники и геофизики). — В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982, с. 46—52.
13. Егоркина Г. В., Краснопевцева Г. В., Шукин Ю. К. Геофизическая характеристика очаговых зон. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 78—85.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 19—26, 1986

УДК: 553.77

А. М. БАБАЕВ

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОРДУБАДСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В результате комплексного исследования месторождений минеральных вод юго-западной части Ордубадского синклинория установлены основные закономерности формирования горизонтальной и вертикальной гидрогеохимической зональности. Выявлено, что горизонтальная зональность, в основном, определяется приуроченностью к зонам разрывных дислокаций кампан-маастрихтских отложений. Вертикальная зональность ненарушенная, наблюдается увеличение минерализации минеральных вод с глубиной. При этом меняется и тип воды. Отмечается переход от гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевого к хлоридно-гидрокарбонатно-натриевому типу.

Район исследования относится к равнинной и среднегорной областям южных и юго-западных отрогов Зангезурского и Вайкского хребтов юго-восточной части Нахичеванской АССР. Рельеф его отличается большим разнообразием геоморфологических элементов—от крутых скалистых гребней и больших обрывов до плоских равнин со сравнительно глубокой овражной сетью.

Юрские отложения обнажаются за пределами исследований территории и представлены породами вулканогенно-осадочной фации. Берхняя ее часть (кимеридж) вскрыта нами скважиной на Дарыдагском месторождении минеральных вод в интервале 790—955 м. Верхнемеловые (турон-датские) и палеоценовые отложения представлены породами терригенно-карбонатной фации и обнажаются в районе Бадамлинских и Дарыдагских месторождений минеральных вод.

На исследуемой территории широко распространены палеогеновые отложения, слагающие верхние свиты разреза на участках месторождений Дарыдагских, Сирабских и Вайхирских минеральных вод. Представлены они эоценом (осадочно-вулканогенные отложения) и олигоценом (вулканогенные отложения).

Неогеновые отложения выражены терригенной фацией. В геологическом строении рассматриваемых месторождений минеральных вод они не участвуют, а лишь окаймляют их. Четвертичные отложения представлены делювиальными, рыхлообломочными отложениями, а также древними и современными травертинами.

В структурно-тектоническом отношении исследованная территория приурочена к юго-западной части Ордубадского синклинория, где сложность структурного фона обусловлена наложением на древнем плане линейных складок более поздних поднятий и прогибов, а также широким развитием разрывных дислокаций.

Вдоль юго-западного крыла Ордубадского синклинория регионально выраженные разрывные нарушения и оперяющие их трещины

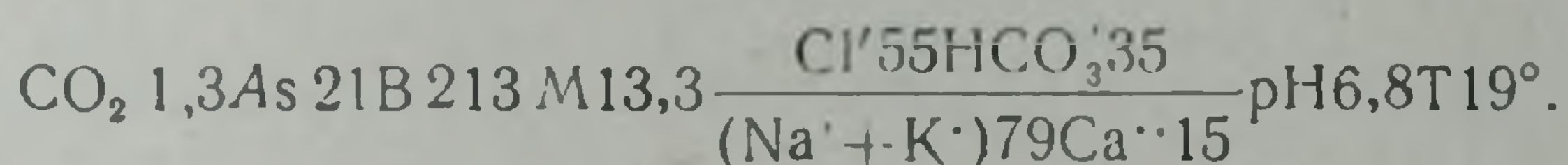
создают благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков в глубокие слои и служат путями разгрузки подземных минеральных вод.

Геологическое строение и геоморфологические условия—основа формирования гидрогеологических особенностей исследуемой территории, которая является одной из наиболее сложно построенных геолого-тектонических зон Малого Кавказа.

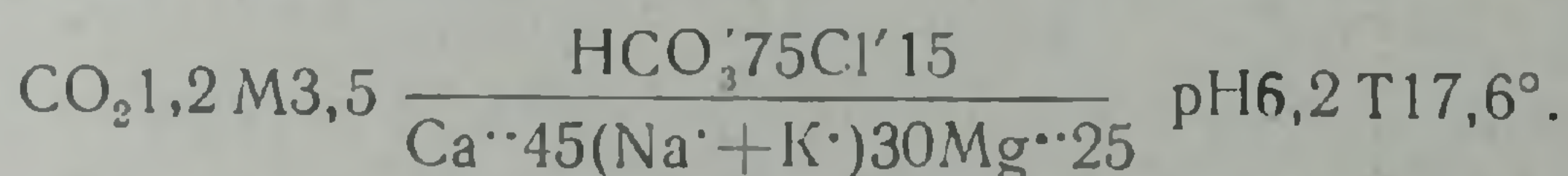
В результате детального изучения гидрогеохимических особенностей основных месторождений минеральных вод Нах. АССР нами установлено, что в зависимости от геологических структур и гидрогеологических условий изменяются динамика, условия накопления вод в бассейнах, условия формирования химического состава и температурные факторы, что позволяет установить закономерности горизонтальной и вертикальной гидрогеохимической зональности.

Горизонтальная зональность исследуемой территории определяется приуроченностью минеральных вод к трещинам кампан-маастрихтских отложений.

В минеральных водах Дарыдагского месторождения из анионов решающую роль играет хлор, а гидрокарбонат переходит на второе место. Из катионов преобладает натрий (73—95 экв%) с подчиненным значением кальция и магния. По мере удаления от линии тектонического разлома на северо-запад уменьшается минерализация воды (до 1,6 г/л), содержание хлора и натрия, с увеличением гидрокарбонатов, сульфатов и кальция, приобретает следующий химический состав:



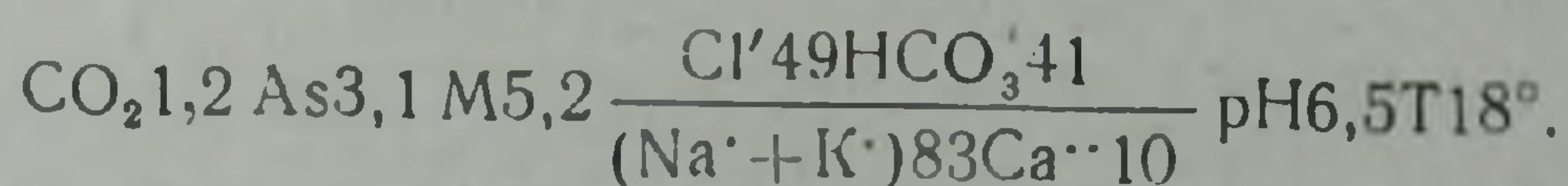
В Бадамлинском месторождении разгрузка минеральных вод происходит по крутопадающим разломам северо-восточного простирания. Минерализация воды колеблется в пределах 1,3—7,4 г/л и выражается следующим химическим составом:



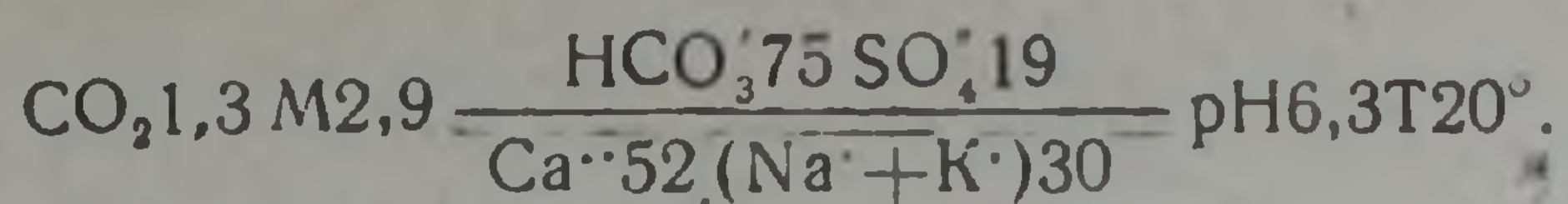
Отмечается определенная закономерность в увеличении общей минерализации вод Бадамлинского месторождения и содержания отдельных компонентов с юго-запада на северо-восток. Наиболее минерализованные воды с большим содержанием хлора и натрия отмечены в источниках и скважинах, расположенных ближе к основному разлому. По мере удаления от него уменьшаются минерализация, содержание хлора и натрия.

Сирабское, Байхирское и Нагаджирское месторождения приурочены к трещинам алевролитно-мергелисто-туфопесчаниковых отложений среднего эоцена.

Нагаджирские минеральные воды тесно связаны с тектоническими трещинами различных направлений, по ионному составу близки к дарыдагской и отличаются лишь пониженной степенью минерализации. Преобладающим анионом является хлор. Из катионов содержание натрия увеличивается, а кальция резко уменьшается. Формула химического состава воды:

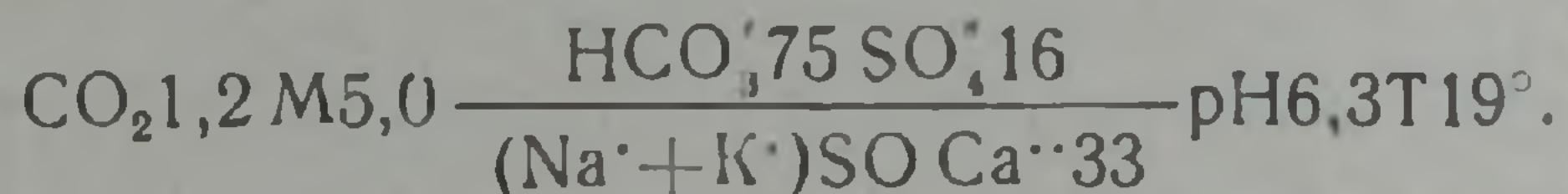


Месторождение минеральных вод Сираб приурочено к крупному разлому северо-западного простирания. На различных участках месторождения выявлены два типа минеральных вод: I тип—гидрокарбонатный кальциево-натриевый (источник 1), выраженный формулой:



По ионному составу эти воды резко отличаются от вышеперечисленных, т. к. из анионов здесь преобладает гидрокарбонат, а из катионов—кальций. Отмечается большое увеличение сульфата и отсутствие хлора, в значительных количествах присутствует натрий и в незначительных—магний.

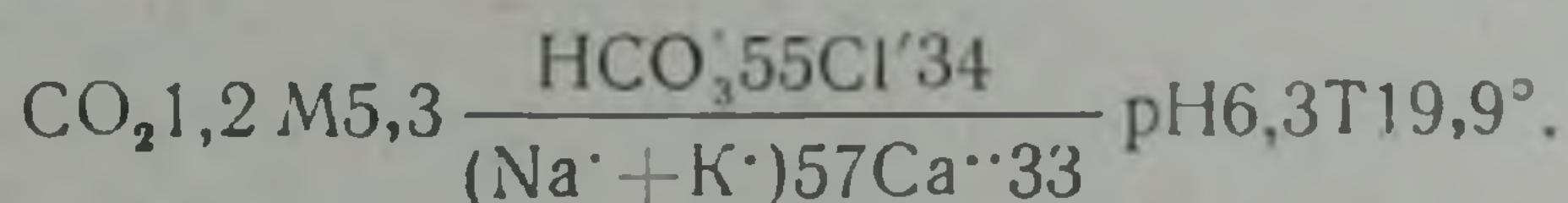
II тип—гидрокарбонатный натриево-кальциевый, выраженный следующей формулой:



В данном случае следует отметить преобладание гидрокарбоната и незначительное изменение сульфата. Из катионов выделяется натрий (75—80 экв.%) с резким уменьшением кальция.

При сопоставлении химического состава вод естественных выходов Сирабского месторождения (участок Шорсу) отмечается понижение минерализации от 5 до 1 г/л по направлению с юга на север.

Минеральные источники Вайхира приурочены к единой с Сирабскими источниками тектонической зоне. Вода естественных выходов Вайхирских источников углекислая, гидрокарбонатно-хлоридная натриево-кальциевая и имеет следующий химический состав:

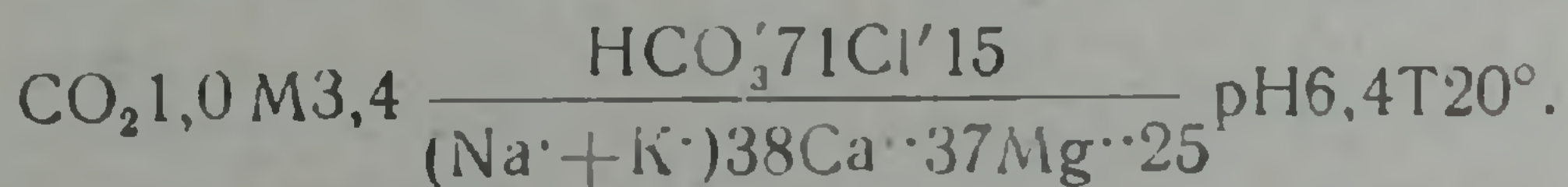


На Вайхирском месторождении в площадном отношении отмечено увеличение как общей минерализации вод верхней зоны центрального участка от 4,5 до 7,4 г/л, так и содержание ионов хлора и кальция. Видимо, увеличение хлора связано с повышением общей минерализации вод центрального участка за счет поступающих из глубин высокоминерализованных вод, а кальция—со смешиванием их с подрусловыми водами р. Нахичеванчай.

Западнее, наряду с хлором, отмечено увеличение в воде ионов сульфата, кальция и даже магния. Значительную роль здесь играют пресные воды, которые из-за отсутствия каптажа смешиваются с минеральной, поднимающейся по трещинам.

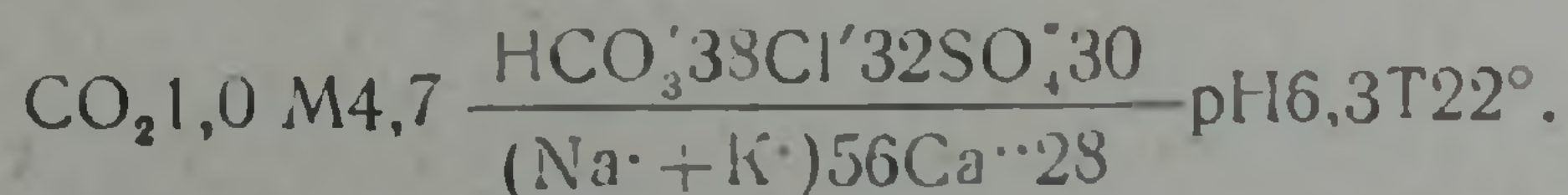
Из более молодых отложений олигоцена-нижнего миоцена получена минеральная вода на месторождениях Даралык и Гахаб.

Бурением на Даралыкском месторождении с глубины 175 м при пересечении трещин выявлена минеральная вода в туфопесчаниковых отложениях олигоцена-нижнего миоцена гидрокарбонатного натриево-кальцево-магниевого типа со следующим химическим составом:



В 25 км на северо-запад от Дарыдагского месторождения расположены воды Гахабских минеральных источников.

Гахабская минеральная вода теплая, радоновая, углекислая, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая, выраженная формулой:

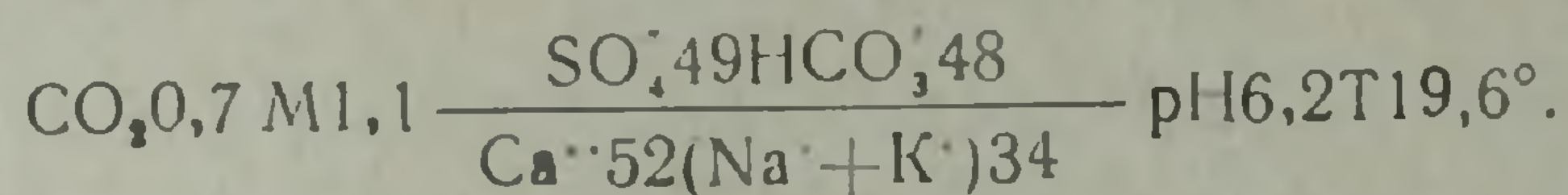


По сравнению с дарыдагской, минерализация гахабской воды уменьшается в три раза, с преобладанием гидрокарбоната, со значительным присутствием ионов хлора и сульфата. Изменение катионно-

го состава выражается в уменьшении количества натрия, повышении кальция и незначительного появления магния.

Минеральные воды олигоценовых отложений радоновые и по химическому составу близки друг другу. Минерализация их—3,4—4,7 г/л. Из анионов гидрокарбонат занимает первое место, однако в даралыкской воде сульфата и хлора в два раза меньше. Из катионов в той и другой воде преобладает натрий, содержание же кальция и магния пропорционально аниону уменьшается.

Минеральные воды Даста приурочены к палеогеновым отложениям, разгрузка которых происходит из аллювиальных образований на левом берегу р. Аракс. Вода углекислая, сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая, выражена следующей формулой:



По направлению к месторождению Дарыдаг химический состав воды значительно меняется. Решающую роль из анионов приобретает хлор, гидрокарбонат переходит на второе место, сульфат же практически исчезает. Из катионов преобладает натрий (73—95 экв %), резко уменьшается количество кальция и магния.

Вышеизложенное позволяет заключить, что по химическому составу и минерализации минеральные воды исследуемых площадей по направлению от центральной части артезианского бассейна к приподнятой краевой подвергаются изменениям. Если минерализация вод Бадамлинского месторождения составляет максимально 7 г/л, то к юго-восточному направлению Ордубадского синклинория она достигает 20 г/л. Соответственно изменяется и ионно-солевой состав. Основным типом углекислых минеральных вод Бадамлинского месторождения является гидрокарбонатный кальциево-натриевый и гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый, а для Вайхирского, Нагаджирского, Дарыдагского месторождений характерен хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав вод, Сирабские же минеральные воды характеризуются как гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые.

Вертикальная зональность исследуемых месторождений характерна увеличением минерализации вод с глубиной, особенно там, где мощность среднеэоценовых отложений достигает 1000 и более метров (скважина 10-Сираб и скважина 6-Вайхир).

С углублением скважины 8 на Дарыдагском месторождении (без учета скважин 11 и 12, заложенных за периферией ядра Дарыдагской антиклинали), за исключением общей минерализации, изменение химического состава и типа воды по сравнению с Сирабским и Вайхирским минеральными водами не отмечалось.

Скважина 10, расположенная в 200 м западнее скважины 8, на глубине 662 м вскрыла углекислую, мышьяковистую, хлоридно-гидрокарбонатную натриевую воду, идентичную минеральной воде источника 4, приуроченного к перемятым мергелям. Разница лишь в высокой минерализации воды из скважины (21,3 г/л против 13,3 г/л).

Сравнительно небольшие различия в минерализации вод скважин и источников объясняются тем, что на участке Дарыдаг атмосферных осадков выпадает мало, и район беден подрусловыми и грунтовыми водами, что слабо влияет на изменение минерализации с глубиной.

Минеральная вода источника Даста, приуроченная к аллювиальным отложениям небольшой мощности, относится к углекислому, сульфатно-гидрокарбонатному кальциево-натриевому типу.

На глубине 230 м (скважина 6) вода, вытекающая из трещин, характеризуется как углекислая, хлоридно-гидрокарбонатная натриевая. С глубиной минерализация увеличивается и изменяется содержа-

ние отдельных химических компонентов: преобладают анионы хлора, содержание гидрокарбонатов уменьшается до 31 экв.%, а сульфатов—до 2,6 экв.%. Из катионов натрий занимает первое место, магний и кальций содержатся в незначительных количествах, соответственно 1,64 и 5,88 экв.%.

На глубине 395 м из песчаников получается более минерализованная вода, с идентичным химическим составом.

В связи с изоляцией верхних горизонтов от пресных вод минерализация с глубиной увеличивается почти на 24,5 г/л и при подъеме по тектоническим трещинам они изменяют свою первоначальную минерализацию за счет смешивания с грунтовыми водами (источник 1, Даста).

Химический состав вод Сирабского месторождения по вертикали изменяется в довольно широком диапазоне, вплоть до изменения их типа. Объясняется это смешением минеральных вод с пресными грунтовыми.

Скважиной 8, заложенной на южном крыле Сарыдагской антиклинали, в 30 м от скважины 4 на глубине 76,5 м вскрыта самонзливающаяся минеральная вода с минерализацией 6,3 г/л, дебитом 1,0 м³/сут, температурой 17°C, углекислого, гидрокарбонатного натриево-кальцевого типа. На глубине 82 м минерализация воды увеличивается до 10,4 г/л, а дебит—до 2,0 м³/сут. Химический состав воды изменяется и приобретает гидрокарбонатный натриевый тип. Содержание углекислого газа увеличивается до 1,0 г/л. До глубины же 91,7 м минерализация и тип воды остаются без изменения, но в то же время увеличивается дебит от 2,4 до 86,3 м³/сут, температура от 17 до 18°C, содержание углекислого газа от 1,0 до 1,3 г/л.

Минеральная вода, полученная с глубин 337 и 525 м, по химическому составу идентична и относится к гидрокарбонатному натриевому типу. Температура воды повышается до 24,4°C, напор равен 1,9 атм. Минерализация воды увеличивается соответственно до 7,8—8,1 г/л, тип воды остается неизменным.

Скважина 10, расположенная в ущелье Шорсудере, в 100 м от скважины 8, вскрыла минеральную воду из глинисто-туфопесчаных отложений в интервалах 253—304, 398—407 и 1075—1080 м с идентичным химическим составом воды из скважины 8, за исключением интервала 1075—1080 м. Дебит 150 м³/сут, температура 29—30°C, максимальный напор 7 атм. Минеральная вода, полученная при пересечении более глубоких водоносных трещин, в своем составе содержит значительное количество хлора, натрия и кальция.

Скважина 9 заложена в нижних горизонтах эоцена юго-восточного крыла Сирабской антиклинальной складки, в 2 км к востоку от скважины 8. Полученная вода характеризуется ассоциированием гидрокарбонатов с натрием, легко мигрирующим при переходе из породы в раствор. Ионы хлора и сульфата имеют подчиненное значение.

Воды скважин 8 и 9 по общей минерализации и химическому составу различны, что говорит о сложности гидрогеологических условий Сирабского месторождения минеральных вод. Так, если вода скважины 8 более минерализована и по химическому составу весьма близка к водам типа Боржоми, то вода скважины 9 лишь в верхних горизонтах приближается к доломитному нарзану, а из больших глубин (493—497 м) вновь выделяются воды типа Боржоми. В то же время эти воды отличаются от Боржоми присутствием сульфатов 10 экв.%, которых в боржомской воде нет, причем в воде скважины 9 кальция значительно больше, чем в боржомской.

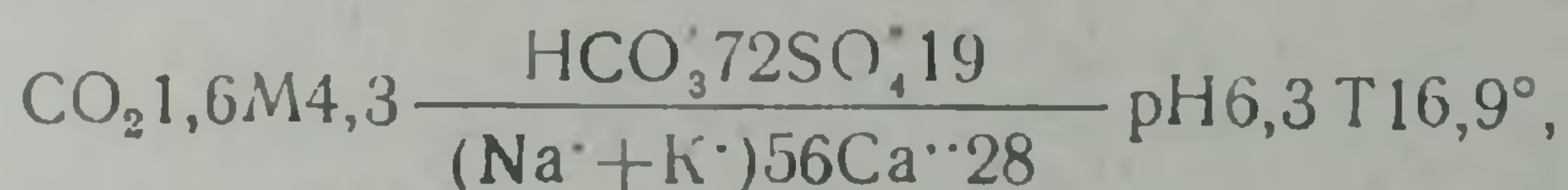
Скважина 12 вскрыла в интервалах 145—150 и 180—210 м из водоносных трещин алевролитно-глинистого горизонта минеральную воду с первоначальным дебитом 1390 м³/сут, который с глубиной увеличился до 2347 м³/сут. Температура воды 20,5°C, по химическому составу она гидрокарбонатная кальциевая.

В гидрогеологическом разрезе месторождения Сираб хорошо прослеживается распределение минеральных вод различных гидрохимических типов. Для всего месторождения характерно повышение общей минерализации с глубиной, что особенно проявляется с востока на запад. В этом же направлении наблюдается увеличение содержания иона натрия и преобладание его над ионом кальция и, наконец, почти «полное» исчезновение последнего. Аналогично повышается и содержание иона хлора.

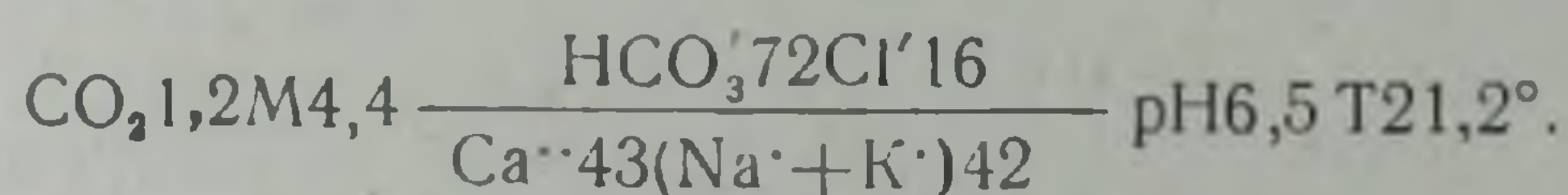
Из этой общей закономерности исключение составляют воды глинисто-туфогенного горизонта среднего эоцена, вскрытые скважинами 8 (в интервале 91,7—106 м) и 9 (в интервале 25—30 м). Общая минерализация вод этих горизонтов составляет соответственно 10,5 и 3,4 г/л.

Исследования показали, что вскрытие водоносных зон каждой последующей скважиной отражалось на режиме ранее пробуренных. Так, бурение скважины 12 сказалось на резком уменьшении дебита скважины 9, что в дальнейшем привело к прекращению ее функционирования. По опытным и опытно-эксплуатационным выпускам установлено, что выпуск воды из скважин 8 и 10 под различным напором не отражался на режиме скважин 9, 11 и 12. При вскрытии более минерализованных вод скважиной 10 (1075—1080 м) отмечено изменение химического состава, повышение минерализации, уменьшение содержания гидрокарбоната и кальция, увеличение хлора и натрия, а также наличие мышьяка.

В минеральных водах, вскрытых скважинами на Вайхирском месторождении, наглядно прослеживается гидрохимическое изменение состава с глубиной по вертикали. При углублении скважины, в зависимости от возраста пород, меняются минерализация и тип воды. В более молодых среднеэоценовых отложениях минерализация невысокая и с глубиной меняется незначительно, так, на глубине 109 м химический состав воды следующий:



а на глубине 280 м:

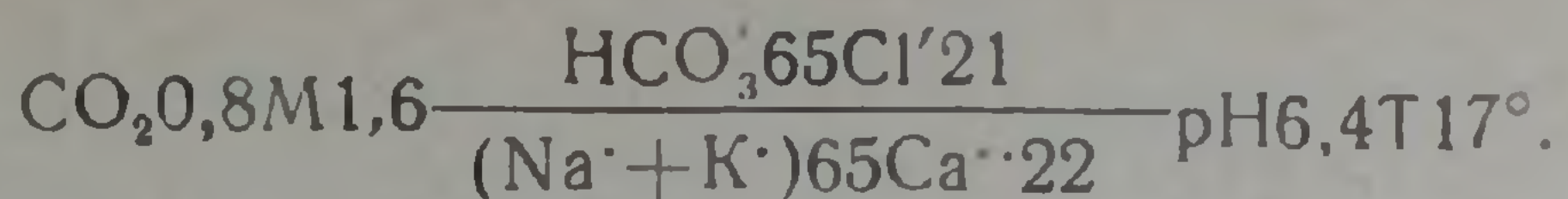


С глубиной количество гидрокарбоната не меняется, сульфат уступает свое место хлору, а из катионов натрия уменьшается и уравнивается с кальцием. В нижнеэоценовых и меловых отложениях вскрыты воды с более высокой минерализацией, с пропорциональным и закономерным изменением анионов и катионов с глубиной.

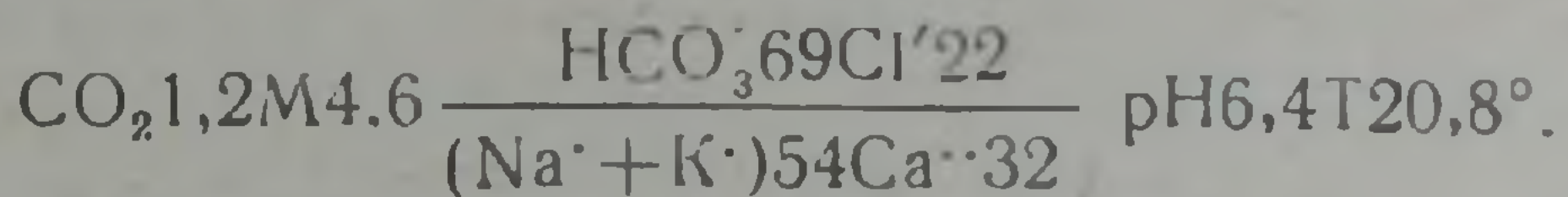
Изменение химического состава минеральных вод Вайхирского месторождения с глубиной характерно для «центрального» участка, где имеются естественные выходы минеральных вод (источники 1 и 2). При бурении скважин с глубиной наблюдалось повышение температуры воды от 19,2 до 30,1°С и увеличение ее минерализации от 5,3 до 36,8 г/л.

В водах скважин 1, 5, 6, 9 и 12 увеличивается натрия до 93 экв. % и хлор до 73 экв. %, а содержание гидрокарбонатов и кальция уменьшается соответственно до 22 и 4 экв. %, гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые воды переходят в хлоридно-гидрокарбонатные натриевые.

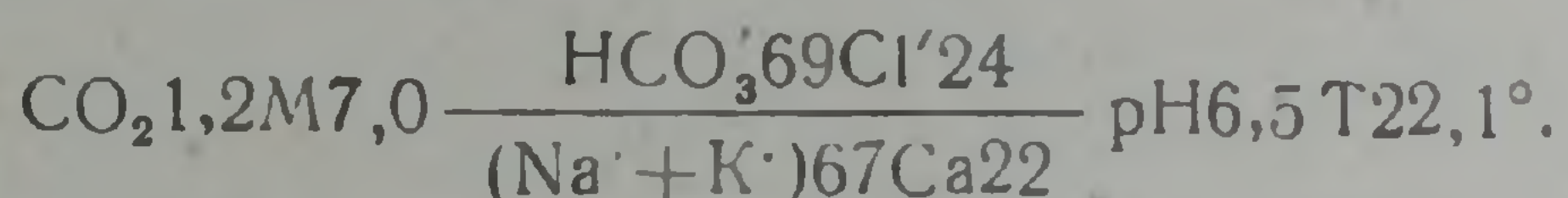
Вертикальная гидрогеохимическая зональность наблюдается также на месторождении минеральных вод Бадамлы. Вода источника 5, приуроченного к отложениям верхнего мела, самая слабоминерализованная и имеет следующий химический состав:



Скважина 1, расположенная в 200 м к северо-востоку от источника 5, вскрыла на глубине 145 м в маастрихтских отложениях воду следующего химического состава:



В 350 м к востоку от скважины 1 пробуренная скважина 2 с глубины 285 м из тех же маастрихтских отложений вскрыла воду с более высокой минерализацией:



Количественные соотношения анионов и катионов во всех случаях остаются почти без изменения или изменяются незначительно.

Анализ полученных данных позволяет отметить увеличение минерализации воды с глубиной. При этом изменяется тип воды и отмечается переход от гидрокарбонатно-хлоридного натриево-кальциевого к хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типу.

В пределах юго-западной части Ордубадского крыла выявлен ряд гидрохимических аномалий, где отмечена повышенная или пониженная минерализация вод среднеэоценовых и меловых отложений. Минеральные воды, выявленные из меловых отложений Бадамлинского и Сирабского месторождений, имеют более низкую минерализацию по сравнению с водами меловых отложений месторождений Дарыдаг и Даста.

В целом для юго-западной части Ордубадского синклинория характерно увеличение количества хлора и натрия, повышение минерализации воды с глубиной и уменьшение ее по мере удаления от линий разломов.

Азербайджанский Ордена Трудового
Красного Знамени институт нефти
и химии им. М. Азизбекова

Поступила 25. XII. 1985.

Ա. Մ. ԲԱԲԱԵՎ

ՕՐԴՈՒԲԱԴԻ ՍԻՆԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ԱԾԽԱԹԹՎԱՅԻՆ
ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՋՐԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՋՐԱԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ
ԶՈՆԱԼԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԱՌԱՋԱՅՄԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Օրդուբադի սինկլինորիումի հարավ-արևմտյան մասի հանքային ջրերի հանքավայրերի համալիր հետազոտությունների շնորհիվ ի հայտ են բերված ջրաներկրաքիմիական հորիզոնական և ուղղաձիգ զոնալականության առաջացման հիմնական օրինաչափությունները:

Պարզված է, որ հորիզոնական զոնալականությունը հիմնականում պայմանավորված է կամպան-մաաստրիխտի նստվածքներում առաջացած խզումնային խախտումներով: Ուղղաձիգ զոնալականությունը խախտված չէ՝ ըստ խորության դիտվում է հանքային ջրերի միներալացման աճ: Ընդ որում փոխվում է նաև հանքային ջրերի տիպը՝ անցում է նկատվում հիդրոկարբոնատ-բլորիդ-նատրիում-կալցիումայինից դեպի բլորիդ-հիդրոկարբոնատ-նատրիումային տիպը:

THE ORDUBAD SYNCLINORIUM SW PART HYDROCARBONATE MINERAL WATERS DEPOSITS HYDROGEOCHEMICAL ZONING FORMATION MAIN REGULARITIES

A b s t r a c t

By the Ordubad synclinalorium SW part mineral waters deposits complex investigations the main regularities of horizontal and vertical hydrogeochemical zoning formation are established.

The horizontal zoning is mainly determined by the connection with fractures in the Campanian-Maastrichtian deposits.

The vertical zoning is not disturbed. An increase of waters mineralization by depth is observed. At the same time the waters type changes too, the hydrocarbonate-chloride-sodium-calcium type transforms into chloride-hydrocarbonate-sodium one.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аскеров А. Г. К вопросу формирования химического состава минеральных вод. — Уч. записки АГУ, 1963, № 3, с. 51—62.
2. Аликулиев Р. И., Бабаев А. М. К вопросу ликвидации процессов травертинизации в Дарыдагских мышьяковистых минеральных водах. В кн.: Вопросы теории и практики бальнеотехники минеральных вод и лечебных грязей. Тр. Центрального НИИ курортологии и физических методов лечения Минздрава СССР. М.: 1972, том XXIV, с. 77—78.
3. Бабаев А. М., Аликулиев Р. И. Ресурсы и использование Сирабских минеральных вод. Мат. научно-техн. конф. использ. подземных водн. ресурс. и охране их от загрязн. и истощения. Баку, 1970, с. 86—87.
4. Кашкай М. А., Бабаев А. М., Зверев В. П. и др. О формировании минеральных вод в трех регионах Азербайджана. В кн.: Минералогия и рудные месторождения. Баку: Элм., 1974, с. 248—269.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 26—32, 1986

УДК 550.343.4

С. С. ДАРБИНЯН, В. Г. ГРИГОРЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ДЛЯ КОНКРЕТНОЙ ТЕРРИТОРИИ ПО АКСЕЛЕРОГРАММАМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В статье впервые в практике инженерной сейсмологии рассматривается возможность осуществления сейсморайонирования заданной территории по акселерограммам землетрясений. Данная задача решена на статистической основе с использованием накопленного в мировой практике набора записей ускорений при сильных землетрясениях. Несмотря на существующие определенные допущения, подобное решение рассматриваемой задачи является принципиально новым. Оно позволит в дальнейшем на более строгих основах осуществить оценку сейсмической опасности на количественной основе.

Известно, что в настоящее время большой размах приобретают исследования, посвященные количественным оценкам сейсмической опасности. С другой стороны, количественные характеристики колебаний грунтов зависят от множества трудноучитываемых и трудноопределяемых факторов. Это очаговые характеристики (механизм и размеры, направленность главного разрыва, скорость вспарывания и т. д.)

THE ORDUBAD SYNCLINORIUM SW PART HYDROCARBONATE MINERAL WATERS DEPOSITS HYDROGEOCHEMICAL ZONING FORMATION MAIN REGULARITIES

A b s t r a c t

By the Ordubad synclinalorium SW part mineral waters deposits complex investigations the main regularities of horizontal and vertical hydrogeochemical zoning formation are established.

The horizontal zoning is mainly determined by the connection with fractures in the Campanian-Maastrichtian deposits.

The vertical zoning is not disturbed. An increase of waters mineralization by depth is observed. At the same time the waters type changes too, the hydrocarbonate-chloride-sodium-calcium type transforms into chloride-hydrocarbonate-sodium one.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аскеров А. Г. К вопросу формирования химического состава минеральных вод. — Уч. записки АГУ, 1963, № 3, с. 51—62.
2. Аликулиев Р. И., Бабаев А. М. К вопросу ликвидации процессов травертинизации в Дарыдагских мышьяковистых минеральных водах. В кн.: Вопросы теории и практики бальнеотехники минеральных вод и лечебных грязей. Тр. Центрального НИИ курортологии и физических методов лечения Минздрава СССР. М.: 1972, том XXIV, с. 77—78.
3. Бабаев А. М., Аликулиев Р. И. Ресурсы и использование Сирабских минеральных вод. Мат. научно-техн. конф. использ. подземных водн. ресурс. и охране их от загрязн. и истощения. Баку, 1970, с. 86—87.
4. Кашкай М. А., Бабаев А. М., Зверев В. П. и др. О формировании минеральных вод в трех регионах Азербайджана. В кн.: Минералогия и рудные месторождения. Баку: Элм., 1974, с. 248—269.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 26—32, 1986

УДК 550.343.4

С. С. ДАРБИНЯН, В. Г. ГРИГОРЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ДЛЯ КОНКРЕТНОЙ ТЕРРИТОРИИ ПО АКСЕЛЕРОГРАММАМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В статье впервые в практике инженерной сейсмологии рассматривается возможность осуществления сейсморайонирования заданной территории по акселерограммам землетрясений. Данная задача решена на статистической основе с использованием накопленного в мировой практике набора записей ускорений при сильных землетрясениях. Несмотря на существующие определенные допущения, подобное решение рассматриваемой задачи является принципиально новым. Оно позволит в дальнейшем на более строгих основах осуществить оценку сейсмической опасности на количественной основе.

Известно, что в настоящее время большой размах приобретают исследования, посвященные количественным оценкам сейсмической опасности. С другой стороны, количественные характеристики колебаний грунтов зависят от множества трудноучитываемых и трудноопределяемых факторов. Это очаговые характеристики (механизм и размеры, направленность главного разрыва, скорость вспарывания и т. д.)

и факторы среды (геолого-тектонические условия среды, через которую распространяется сейсмическое возмущение, геолого-геоморфологические условия изучаемого участка и др.). Учет всевозможных факторов, вызывающих сейсмическое возмущение на конкретном пункте, пока что недоступен нам. Поэтому прогноз сейсмических воздействий в большинстве случаев осуществляется на статистической основе с соответствующими вероятностными оценками.

Установление сейсмической опасности в конечном итоге осуществляется для обеспечения сейсмостойкости зданий и сооружений. При решении этой задачи предпочтение отдается записям ускорений колебаний почвы (акселерограммам) при землетрясениях. Они, помимо других преимуществ, удобны еще и тем, что непосредственно входят в уравнение сейсмостойкости [5]. Исходя из этого считаем, что определение сейсмической опасности следует осуществлять по акселерограммам землетрясений.

В настоящее время мы располагаем чрезвычайно малым количеством акселерограмм землетрясений. В этой работе впервые сделана попытка реализации приема задания акселерограмм для территории Армянской ССР в возможном исполнении в современных условиях.

Основой для осуществления предлагаемого метода должна служить какая-нибудь карта территории. Ею может служить, например, карта средних радиусов изосейст с выделенными зонами разных интенсивностей. Другой картой-основой может служить карта, на которой для данного региона выделены зоны возможного возникновения землетрясений различной магнитуды. И, наконец, такой основой может служить карта сейсморайонирования территории. В принципе неважно какой из основ пользоваться. Если мы хотим задавать модель сейсмического воздействия в виде «осредненных» акселерограмм, при этом имея корреляцию между средними спектрами и магнитудой [2], то должны пользоваться картой-основой зон возможного возникновения землетрясений различной магнитуды. Если же пользоваться соотношениями балл—спектры ускорений [3, 5], то нам придется оперировать картой различных интенсивностей, т. е. картой сейсморайонирования в обычном смысле. За основу дальнейших исследований примем опубликованную как нормативную карту сейсморайонирования Армянской ССР (СР—78) [6].

Итак, мы располагаем картой районирования исследуемой территории, состоящей из зон с интенсивностями 7 и 8 баллов (рис. 1).

Как отметили выше, ввиду отсутствия записей ускорений сильных землетрясений на изучаемой территории подбор акселерограмм будем осуществлять из мирового альбома сильных землетрясений, при этом взяв за основу следующие признаки: интенсивность, по которой ограничивается амплитуда колебаний почвы, частотный состав землетрясений, глубина очага и эпицентральное расстояние.

Исследование прошлых землетрясений показывает, что для территории Армянской ССР, в основном, характерны высокочастотные сильные землетрясения с преобладающими периодами $T \leq 0,4$ сек. С другой стороны, известно, что глубины очагов этих землетрясений находятся в пределах 10—25 км.

Таким образом, из имеющегося в нашем распоряжении набора записей ускорений сильных землетрясений мы должны подобрать те, у которых интенсивность равна 7 и 8 баллов, преобладающий период $T \leq 0,4$ сек и глубины очагов находятся в пределах 10—25 км.

С такими параметрами оказались 40 землетрясений интенсивностью 7 баллов и 8 землетрясений интенсивностью 8 баллов. Список этих землетрясений приведен в табл. 1 и 2.

Для всех подобранных землетрясений были вычислены спектры приведенных сейсмических ускорений (спектры реакции) при коэффициенте затухания $\alpha = 0,16$. На основе полученных спектров реакции были вычислены средние спектры реакции соответственно для интенсивностей 7 и 8 баллов (рис. 2).



Рис. 1. Карта сейсмического районирования территории Армении.

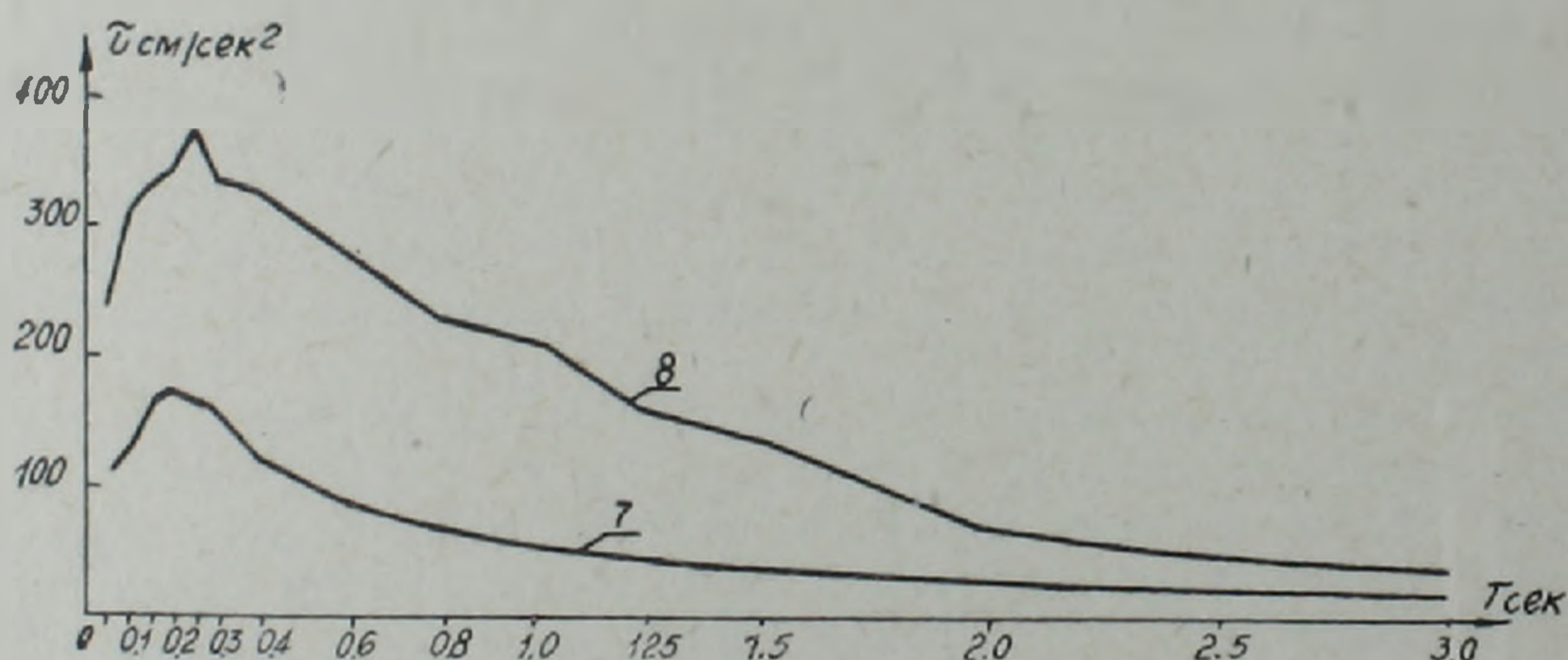


Рис. 2. Средние спектры приведенных сейсмических ускорений для землетрясений интенсивностью 7 и 8 баллов.

Для полученных спектров необходимо было подобрать соответствующие им акселерограммы. Такой подбор мы осуществляли, исходя из приближенного решения, которое заключается в следующем [5]. Если имеется достаточно большая совокупность спектров реакции, то среди них окажутся некоторые, близкие к вычисленному осредненному спектру реакции. Тогда и акселерограммы, отвечающие приближенно средним спектрам реакции, будут приближенно осредненными акселерограммами. Сравнение средних спектров реакции, приведенных на рис. 2, со спектрами землетрясений интенсивностью 7 и 8 баллов показывает, что из них наиболее близки к средним спектры землетрясений: для 7 баллов—5 акселерограмм землетрясений; для 8 баллов—3 акселерограммы землетрясений.

Итак, для территории Армянской ССР получаем следующие средние акселерограммы землетрясений: для зоны интенсивностью 7 баллов—3—7—А, 9—7—А, 16—7—А, 24—7—А, 38—7—А; для зоны ин-

Таблица 1

Список землетрясений интенсивностью 7 баллов

№№ п/п	Землетря- сения*	Глубина очага (h, км)	Эпицент- ральное расстоя- ние (Δ, км)	№№ п/п	Землетря- сения	Глубина очага (h, км)	Эпицент- ральное расстоя- ние (Δ, км)
1	2	3	4	1	2	3	4
1	1—7—А	16	59	21	50—7—А		10
2	3—7—А		24	22	53—7—А	11	64
3	6—7—А		53	23	56—7—А		100
4	8—7—А		14	24	58—7—А		6,4
5	9—7—А		12	25	5—7—Я	0	
6	10—7—А		15	26	8—7—Я	0	
7	11—7—А	12	41	27	9—7—Я	0	
8	13—7—А		43	28	17—7—Я	0	
9	16—7—А		19	29	18—7—Я	0	
10	22—7—А		40	30	30—7—Я	0	
11	24—7—А		90	31	31—7—Я	0	
12	26—7—А	6	37	32	35—7—Я	30	
13	29—7—А	11	17	33	36—7—Я	4	
14	33—7—А	11	16	34	38—7—Я	3,2	
15	35—7—А		12	35	39—7—Я	0	
16	36—7—А	11	16	36	41—7—Я	0	
17	38—7—А	16	10	37	1—6—Я	3,2	5,7
18	39—7—А		1,6	38	2—6—Я	3,2	5,5
19	40—7—А	16	6	39	3—6—Я	5,5	2,9
20	42—7—А		6	40	44—6—А		12,8

* Обозначения землетрясений приводятся согласно [5]: первая цифра означает порядковый номер, вторая—балльность, буква—страну.

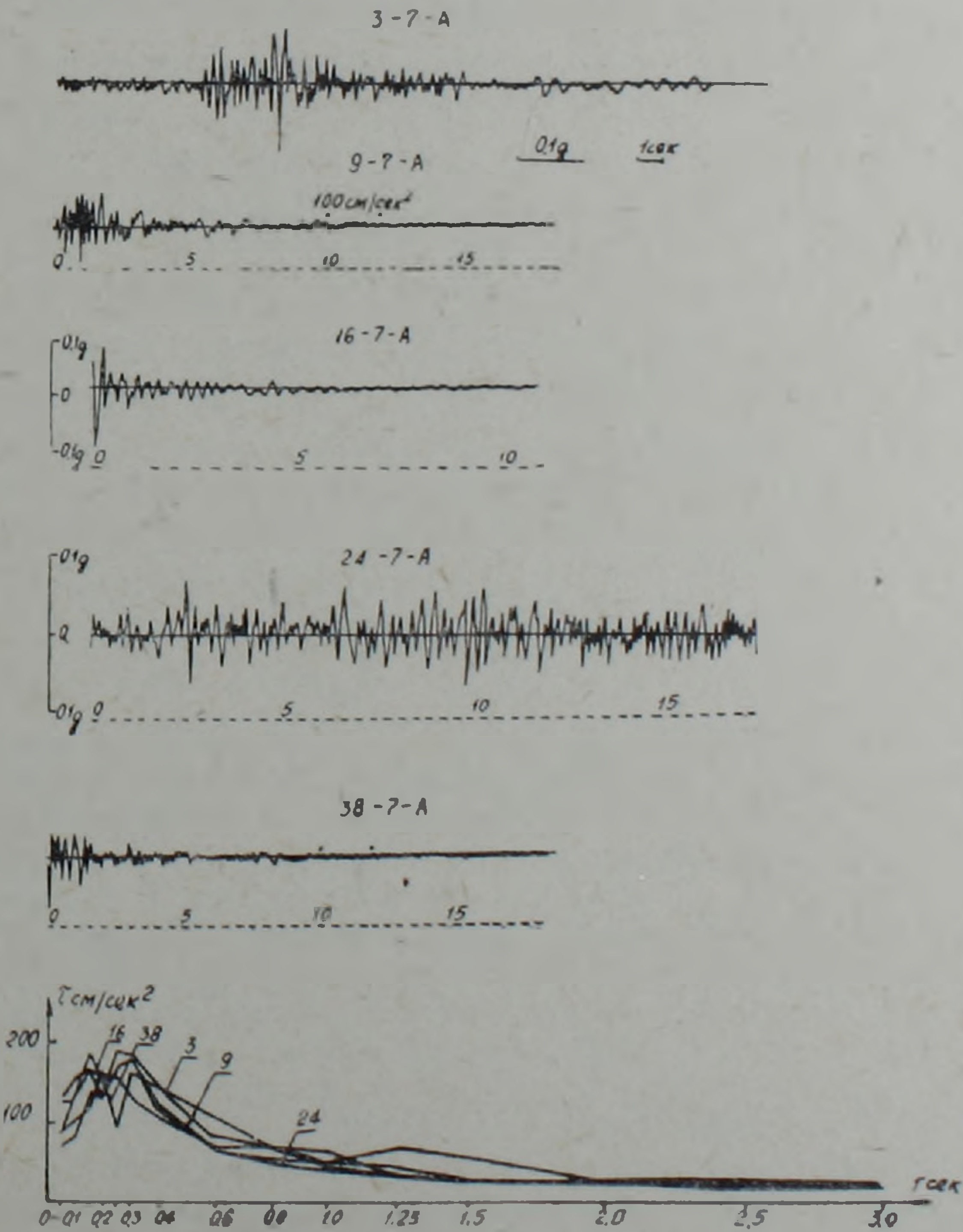


Рис. 3. Акселерограммы и спектры реакции подобранных землетрясений интенсивностью 7 баллов.

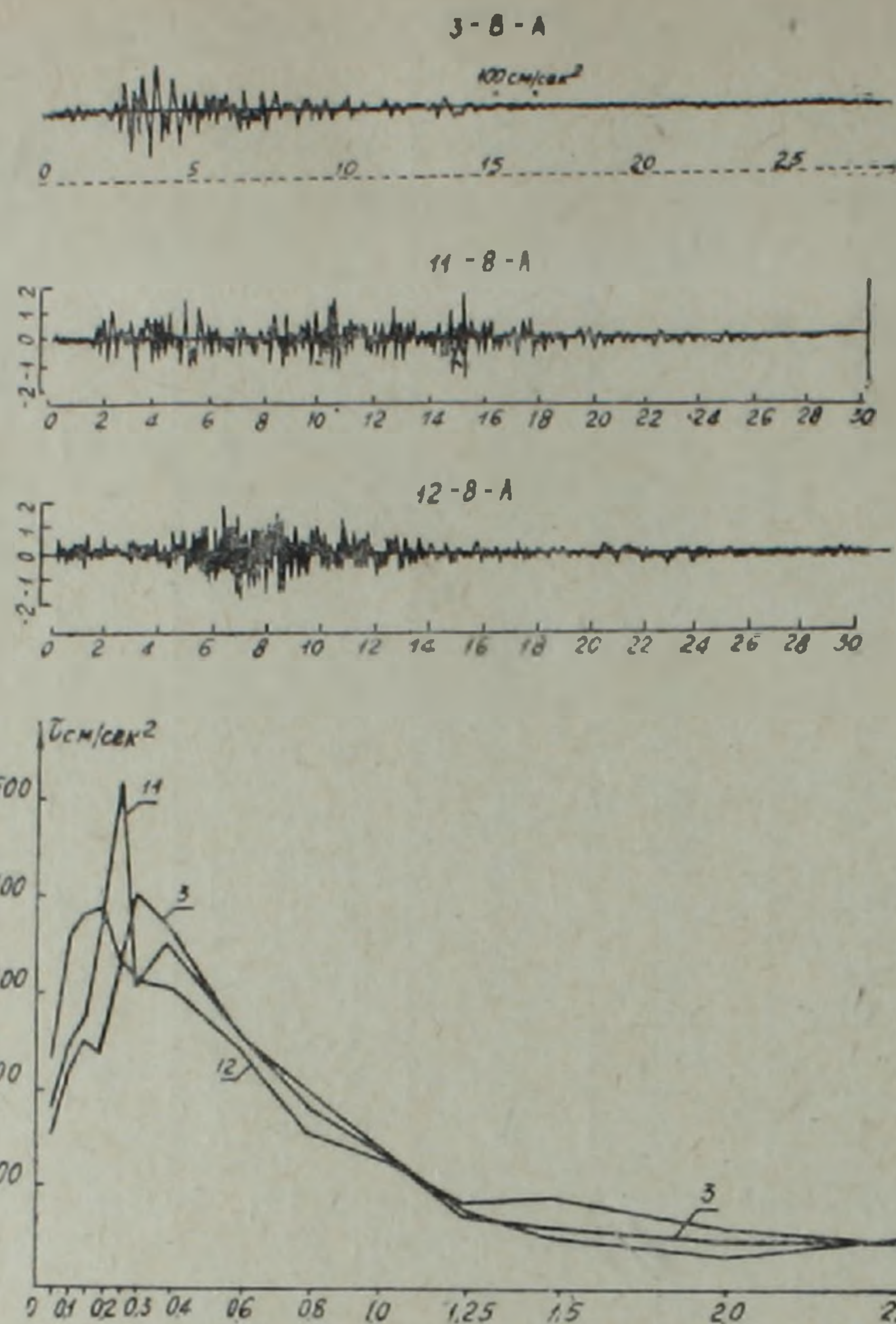


Рис. 4. Акселерограммы и спектры реакции подобранных землетрясений интенсивностью 8 баллов.

Таблица 2

Список землетрясений интенсивностью 8 баллов

№№ п/п	Землетрясения	Глубина очага (h, км)	Эпицентральное расстояние (Δ, км)
1	2	3	4
1	3—8—А	0—24	21
2	5—8—А	16	16
3	11—8—А	16	—
4	12—8—А	—	50
5	23—7—А	6	—
6	28—7—А	14	7
7	2—7—Я	30	—
8	6—7—Я	0	—

тенсивностью 8 баллов—3—8—А, 11—8—А, 12—8—А. Акселерограммы и соответствующие им спектры реакции приведены на рис. 3 и 4.

Для использования полученных опорных акселерограмм на стадии детального сейсморайонирования или сейсмомикрорайонирования необходимо каким-то образом их преобразовывать в зависимости от грунтовых, геоморфологических и других условий. В первом приближении можно пользоваться результатами, приведенными в работе [1]. Другой путь, в принципе разрешимый на нынешнем этапе, заключается в том, чтобы эмпирическим или теоретическим методами преобразовывать опорную акселерограмму в зависимости от грунтовых условий конкретной строительной площадки.

И, наконец, подобранные опорные акселерограммы позволяют оценить так называемый «коэффициент сейсмического воздействия»—

$\beta_c(T)$, представляющий собой произведение коэффициента сейсмичности K_c и известной кривой динамичности $\beta(T)$ [4].

$$K_c \cdot \beta(T) = \frac{\tau(T, a)}{g}, \quad \text{т. е.} \quad \beta_c = \frac{\tau(T, a)}{g},$$

где g — ускорение силы тяжести.

$\beta_c(T)$ содержит в себе динамические характеристики возводимых зданий на данной площадке в зависимости от ее сейсмичности, т. е. он правильно воспроизводит действительную картину взаимодействия землетрясения и сооружения.

Очевидно, что для рассматриваемой территории средние кривые $\beta_c(T)$ можно получить из средних спектров, приведенных на рис. 2, разделив ординаты спектров на ускорения силы тяжести g .

В заключение отметим, что предлагаемый метод является первым шагом при решении подобного рода задач и потому пока что нельзя говорить о его строгой постановке и окончательных результатах. Очевидно одно, что предложенный подход позволит определить сейсмическую опасность и воздействие на количественной основе для дальнейшего их использования при расчете зданий и сооружений на сейсмостойкость по акселерограммам землетрясений.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 2. VII. 1985.

Ս. Ս. ԴԱՐԲԻՆՅԱՆ, Վ. Գ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ,

ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԱՔՍԵԼԵՐՈԳՐԱՄՆԵՐԻ ՄԻՋՈՑՈՎ ԿՈՆԿՐԵՏ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔԻ
ՍԵՅՍՄԻԿ ՎՏԱՆԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ինժեներային երկրաշարժաբանության պրակտիկայում առաջին անգամը լինելով հողվածում քննարկվում է երկրաշարժերի աքսելերոգրամների միջոցով տվյալ տեղանքի սեյսմաշրջանացում իրականացնելու հնարավորությունը: Այս խնդիրը լուծվել է վիճակագրական հիմքի վրա՝ օգտագործելով այլ սեյսմաակտիվ շրջաններում ուժեղ երկրաշարժերի արագացումների մինչ այժմ կատարված գործիքային գրանցումները:

Դիտարկվող խնդրի նմանօրինակ լուծումը սկզբունքորեն նոր է. այն հնարավորություն կտա ապագայում ավելի ճշգրիտ հիմքերի վրա իրագործելու սեյսմիկ վտանգավորության քանակական պարամետրերի գնահատումը:

S. S. DARBINIAN, V. G. GRIGORIAN

THE SEISMIC RISK DETERMINATION FOR A CONCRETE
TERRITORY BY THE EARTHQUAKES ACCELEROGRAMS

A b s t r a c t

For the first time in the engineering seismology practice the possibility of carrying out seismic zoning of the given territory by the earthquakes accelerograms is considered. This problem has been solved

on the statistic basis by using the acceleration records of strong earthquakes, accumulated in the world practice. In spite of some assumptions such a solution of this problem is in the main a new one. In future it may allow to estimate the seismic risk on a strict quantitative basis.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян В. Г. Спектр реакции в зависимости от грунтовых условий. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 1, с. 74—77.
2. Григорян В. Г. Зависимость спектра реакции от магнитуды и эпицентрального расстояния сильного землетрясения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 1, с. 57—62.
3. Дарбинян С. С. Эмпирическое определение приведенных сейсмических ускорений. Бюллетень по инженерной сейсмологии. Изд. АН АрмССР, 1979, № 10, с. 34—39.
4. Дарбинян С. С. Метод расчета сооружений по акселерограммам землетрясений. — Тр. ИФЗ АН СССР, Вопросы инженерной сейсмологии, М., Наука, 1981, вып. 21, с. 106—111.
5. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. 165 с.
6. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 302 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 32—39, 1986

УДК 550.344.094.94(479)

А. Р. АРАКЕЛЯН, П. Б. КААЗИК, Ю. Ф. КОПНИЧЕВ

КАРТИРОВАНИЕ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАВКАЗА

Описываются метод и результаты исследования структуры поля поглощения в верхней мантии Кавказа. Метод основан на анализе короткопериодной коды записей близких землетрясений ($200 \leq \Delta \leq 800$ км). Выявлена существенная неоднородность поля поглощения в верхней мантии Кавказа. Самое сильное поглощение соответствует северной части Транскавказского поперечного поднятия. Увеличение поглощения в этом районе связывается с существованием непосредственно под которой тонкого слоя с повышенной температурой или резко пониженной вязкостью. Такой слой отсутствует в районе Малого Кавказа. Полученные данные подтверждаются результатами численного моделирования.

В работе [1] описаны метод и результаты крупномасштабного картирования верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн. Детальность этого метода определяется в первую очередь плотностью эпицентров сравнительно сильных землетрясений с $M \sim 5,0$, регистрируемых на эпицентральных расстояниях $\sim 1000—2000$ км. Использование записей более слабых событий, регистрируемых на меньших расстояниях, позволяет значительно повысить детальность картирования верхней мантии. В данной работе описываются метод и предварительные результаты исследования структуры поля поглощения в верхней мантии Кавказа.

Структура короткопериодных волновых полей в районе Кавказа

Использованные материалы. Рассматривались землетрясения, зарегистрированные станцией Бакуриани и временной станцией КСЭ

on the statistic basis by using the acceleration records of strong earthquakes, accumulated in the world practice. In spite of some assumptions such a solution of this problem is in the main a new one. In future it may allow to estimate the seismic risk on a strict quantitative basis.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян В. Г. Спектр реакции в зависимости от грунтовых условий. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 1, с. 74—77.
2. Григорян В. Г. Зависимость спектра реакции от магнитуды и эпицентрального расстояния сильного землетрясения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 1, с. 57—62.
3. Дарбинян С. С. Эмпирическое определение приведенных сейсмических ускорений. Бюллетень по инженерной сейсмологии. Изд. АН АрмССР, 1979, № 10, с. 34—39.
4. Дарбинян С. С. Метод расчета сооружений по акселерограммам землетрясений. — Тр. ИФЗ АН СССР, Вопросы инженерной сейсмологии, М., Наука, 1981, вып. 21, с. 106—111.
5. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. 165 с.
6. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 302 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 32—39, 1986

УДК 550.344.094.94(479)

А. Р. АРАКЕЛЯН, П. Б. КААЗИК, Ю. Ф. КОПНИЧЕВ

КАРТИРОВАНИЕ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАВКАЗА

Описываются метод и результаты исследования структуры поля поглощения в верхней мантии Кавказа. Метод основан на анализе короткопериодной коды записей близких землетрясений ($200 \leq \Delta \leq 800$ км). Выявлена существенная неоднородность поля поглощения в верхней мантии Кавказа. Самое сильное поглощение соответствует северной части Транскавказского поперечного поднятия. Увеличение поглощения в этом районе связывается с существованием непосредственно под которой тонкого слоя с повышенной температурой или резко пониженной вязкостью. Такой слой отсутствует в районе Малого Кавказа. Полученные данные подтверждаются результатами численного моделирования.

В работе [1] описаны метод и результаты крупномасштабного картирования верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн. Детальность этого метода определяется в первую очередь плотностью эпицентров сравнительно сильных землетрясений с $M \sim 5,0$, регистрируемых на эпицентральных расстояниях $\sim 1000—2000$ км. Использование записей более слабых событий, регистрируемых на меньших расстояниях, позволяет значительно повысить детальность картирования верхней мантии. В данной работе описываются метод и предварительные результаты исследования структуры поля поглощения в верхней мантии Кавказа.

Структура короткопериодных волновых полей в районе Кавказа

Использованные материалы. Рассматривались землетрясения, зарегистрированные станцией Бакуриани и временной станцией КСЭ

ИФЗ АН СССР, расположенной на Северном Кавказе (рис. 1). Станции оборудованы узкополосными сейсмическими каналами с максимумом увеличения в районе 1 Гц. Обработано более 60 записей землетрясений с энергетическими классами от 8 до 12 на расстояниях от 200 до 800 км.



Рис. 1. Карта поля поглощения поперечных волн в районе Кавказа. Поглощение: 1—повышенное, 2—промежуточное, 3—пониженное. 4—Данные станций: а) Бакурнани, б) Временная. 5—Регистрирующие станции: Б—Бакурнани, В—Временная.

Особенности огибающих записей. Из рис. 2 видно, что на огибающих записей в рассматриваемом диапазоне расстояний, как правило, выделяются две размытые волновые группы, следующие после моментов вступления регулярных P - и S -волн по годографу. Обычно максимум амплитуды в этих группах смещен относительно годографа соответствующих регулярных волн на времена от нескольких до 2—3 десятков секунд. Группа Lg , сопровождаемая характерным участком быстрого спадания амплитуд [6], выделяется на записях сравнительно редко и только на расстояниях, не превышающих 350—400 км. Волновая группа, сопровождающая регулярную S -волну, обычно на графиках, построенных в двойном логарифмическом масштабе, имеет более размытый вид, чем на больших эпицентральных расстояниях. Поляризована эта волновая группа обычно по типу волны SH . По аналогии с волновой картиной на больших эпицентральных расстояниях [1], можно полагать, что эта группа сформирована, в основном, поперечными волнами, отраженными от слабых границ, расположенных в верхней мантии, а также рассеянными на горизонтальных неоднородностях коры и мантии. По-видимому, здесь из-за сравнительно сильного поглощения [1, 3] доминируют однократно отраженные волны.

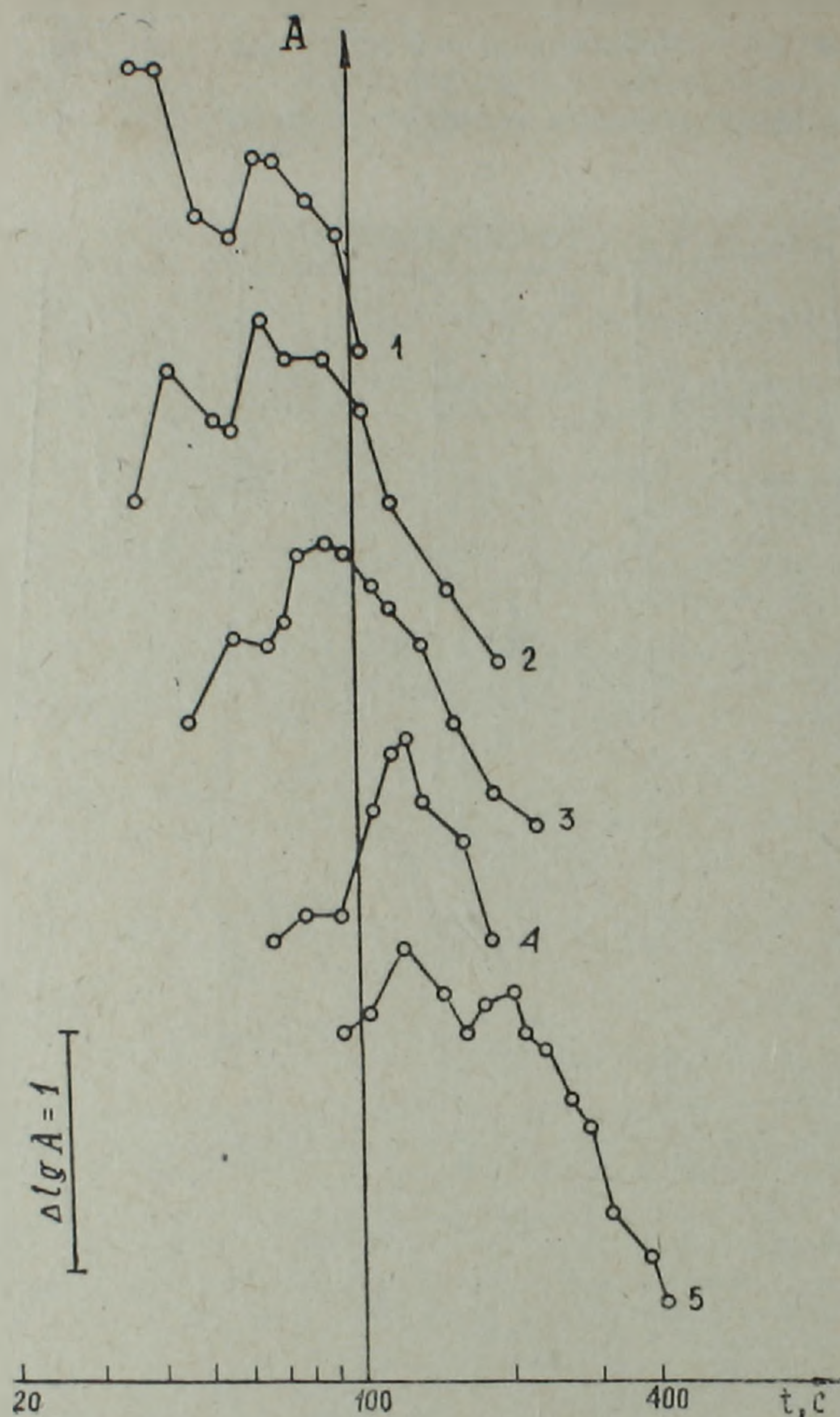


Рис. 2. Примеры огибающих записей близких землетрясений.

Метод определения поглощения в верхах мантии

Исходя из предполагаемой модели формирования описанной волновой группы, можно предложить метод оценки интегрального поглощения поперечных волн на трассе от эпицентра до станции.

Затухание максимальных амплитуд в волновых группах, сформированных P - и S -волнами, в первом приближении можно описать формулами:

$$\begin{aligned} A_s(\Delta) &= A_{0s} x_s \exp(-\alpha_{ns} c_s t_s / 2), \\ A_p(\Delta) &= A_{0p} x_p \exp(-\alpha_{np} c_p t_p / 2), \\ \Delta &= c_p \cdot t_p, \end{aligned} \quad (1)$$

где Δ — эпицентральное расстояние, A_{0i} — амплитуды P - и S -волн на референц-расстоянии r_0 , x_i — множители, учитывающие геометрическое расхождение и коэффициенты отражения; α_{ni} — энергетические

коэффициенты поглощения (средние на трассе соответствующего луча); c_l — кажущиеся скорости P — и S —волн; t_l — времена пробега соответствующих фаз. Для грубой оценки, которая, как будет показано ниже, оправдывается очень большими различиями параметров α_{ns} для разных трасс, можно считать $\alpha_s \approx \alpha_p$. В этом случае имеем:

$$A_s/A_p(\Delta) = C \exp[-(\alpha_{ns} - \alpha_{np})\Delta/2], \quad C = A_{0s}/A_{0p},$$

или

$$\lg[A_s/A_p(\Delta)] = \lg C + 0,43[-(\alpha_{ns} - \alpha_{np})\Delta/2].$$

Используя информацию о волновых полях в районе, характеризующемся сравнительно однородным поглощением, по записям землетрясений на разных расстояниях можно сначала оценить коэффициент $(\alpha_{ns} - \alpha_{np})$ на отрезке между эпицентрами по формуле:

$$\lg[A_s/A_p(\Delta_1)] - \lg[A_s/A_p(\Delta_2)] = \frac{0,43}{2} [-(\alpha_{ns} - \alpha_{np})(\Delta_1 - \Delta_2)] \quad (3)$$

Зная этот коэффициент, по формуле (2) можно найти параметр C . Без ограничения общности можно принять, что величина r_0 , которой соответствует параметр C , равна 0. Тогда по формуле (2), зная величины $A_s/A_p(\Delta)$, и C , можно определить коэффициент $(\alpha_{ns} - \alpha_{np})$, описывающий среднее поглощение на всей трассе от эпицентра до станции.

Как известно [8], параметр α_{ns} варьирует в верхней мантии существенно сильнее, чем α_{np} , поэтому их разность характеризует в первую очередь изменение коэффициента поглощения поперечных волн.

Картирование поля поглощения в районе Кавказа

На рис. 1 представлена карта поля поглощения в верхах мантии, поглощении и для сопоставимых по длине трасс в разных районах. На карте разной штриховкой обозначены районы эпицентров, для которых зарегистрировано соответственно пониженное, промежуточное и повышенное поглощение на всей трассе до станции. Следует отметить, что параметр $(\alpha_{ns} - \alpha_{np})$ для разных трасс варьирует достаточно сильно — от $2,2 \cdot 10^{-3}$ до $24 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$, т. е. изменяется более чем на порядок.

Хорошо видно, что для обеих станций наблюдается в среднем закономерное уменьшение поглощения с увеличением эпицентрального расстояния.

Вместе с тем наблюдаются значительные различия в среднем поглощении и для сопоставимых по длине трасс в разных районах. Для обеих станций отмечено пониженное поглощение в районе Восточного Кавказа и повышенное и промежуточное поглощение в районе Транскавказского поперечного поднятия. Особый интерес представляет резкое различие поглощения в северной и южной частях Транскавказского поднятия. Как видно из рисунка, к северу от станции Бакуриани, по данным обеих станций, зафиксировано самое высокое поглощение в рассматриваемом районе. В то же время к югу от этой станции, в пределах Армянского вулканического нагорья наблюдается, в основном, промежуточное поглощение, коэффициенты $(\alpha_{ns} - \alpha_{np})$ скачком уменьшаются примерно в 2 раза. Особенно хорошо это видно по записям станции Бакуриани, для которой выбраны эпицентры, расположенные примерно на одинаковых расстояниях ($\Delta \approx 200 - 250 \text{ км}$). Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что ширина зоны очень сильного поглощения в северной части Транскавказского поднятия порядка 100 км; к востоку и западу от этой зоны поглощение резко уменьшается. Следует также отметить, что трасса, проходящая

от станции Бакуриани через Севан, разделяет области пониженного (к северу от озера) и промежуточного поглощения.

Промежуточным поглощением характеризуется вся трасса, проходящая от временной станции к оз. Ван в Восточной Турции. Как уже отмечалось, большим эпицентральных расстояниям соответствует, в основном, пониженное поглощение, хотя величины $\alpha_{\text{пс}} - \alpha_{\text{пр}}$ все же варьируют для разных азимутов. Так, для трасс, проходящих от обеих станций в район Восточной Турции ($\sim 39-41^\circ$ в. д.), поглощение примерно в 1,5—2 раза сильнее, чем для направлений на Восточный Кавказ и Каспийское море, или Западный Кавказ и Черное море.

О глубине зон повышенного поглощения

Для оценки параметров слоев повышенного поглощения используем данные о коде местных землетрясений, а также результаты численного моделирования.

Характеристики огибающих коды местных землетрясений. На рис. 3 изображены общие огибающие коды записей близких землетрясений, построенные по записям трех станций—Временной, Бакуриани и станции АСС-3 на территории Армянской ССР. Общие огибающие строились путем совмещения индивидуальных огибающих записей землетрясений на разных эпицентральных расстояниях на временах $t \geq (2-3)t_s$ [6].

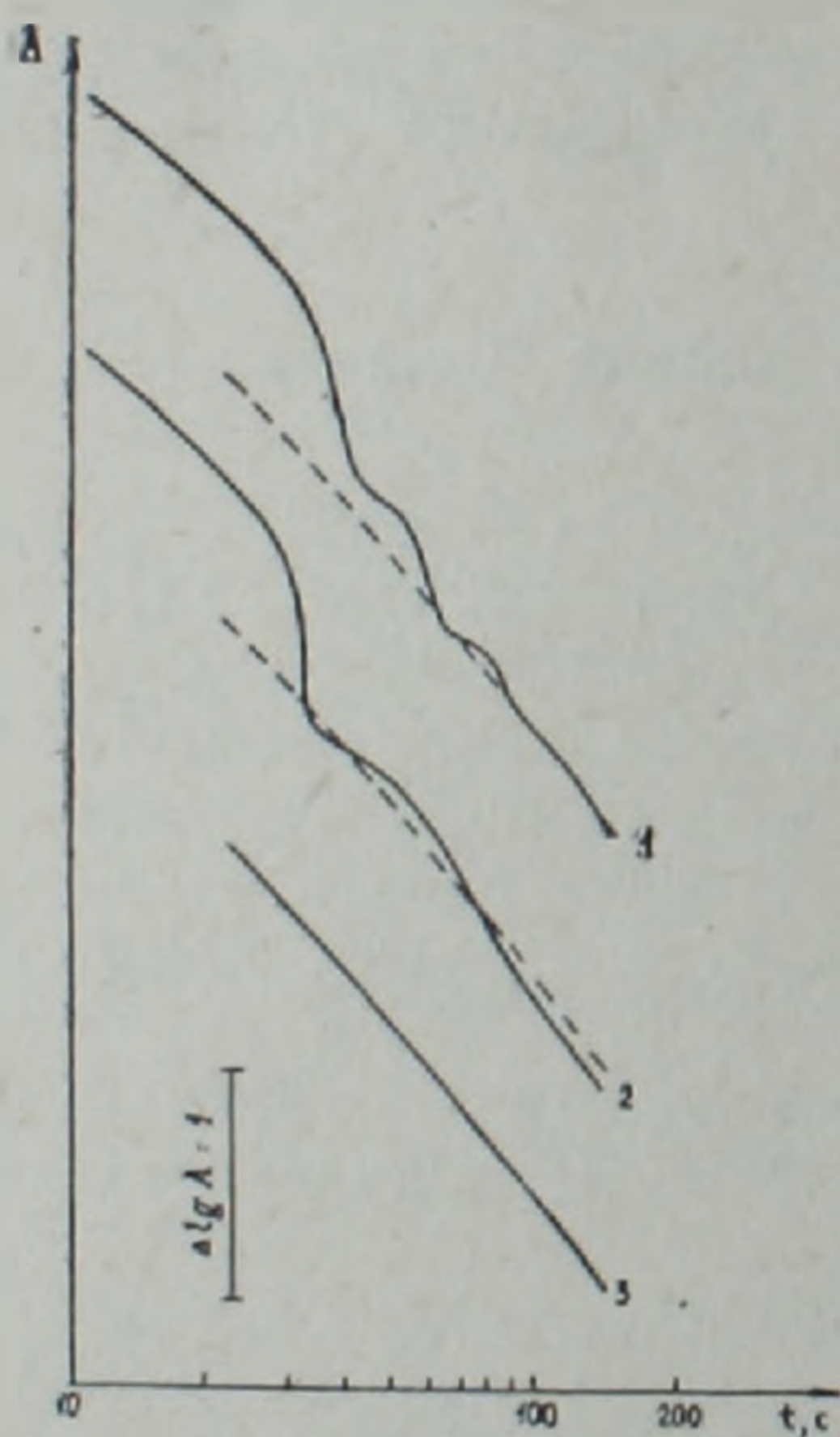


Рис. 3. Общие огибающие станций: 1—Временная, 2—Бакуриани, 3—АСС-3.

Из рис. 3 следует, что для огибающих коды на Временной станции и станции Бакуриани наблюдаются участки очень резкого спада амплитуд, приходящегося соответственно на интервалы времени $\sim 35-40$ с и $30-35$ с. В течение всего лишь 5 с уровень коды падает более чем на 0,6 лог. ед. В то же время, по данным станции АСС, коды затухают плавно, без резких скачков амплитуды, по крайней мере до $t = 150$ с. Существенно, что при $t > 40$ с огибающие на всех трех станциях весьма близки по форме.

Используя модель однократных отражений поперечных волн [6], оценим диапазон глубин, соответствующий участку сильного затухания коды. Полагая среднюю скорость S —волн в коре равной $c_s = 3,5$ км/с, найдем: $h \simeq 60-70$ км для Временной станции и $h \simeq 50-60$ км для станции Бакуриани. Отсюда следует, что существенная доля поглощения поперечных волн с частотой 1 Гц здесь падает на тонкий слой мощностью $\simeq 10$ км, расположенный практически непосредственно под корой.

Результаты численного моделирования. Был разработан алгоритм расчета огибающих записей для слоистой модели среды с одномерными полями скоростей и поглощения (на фоне детерминированной модели среды, характеризующейся наличием двух волноводов с сильным поглощением—прямо под корой и в астеносфере, задается тонкая слоистость с поочередным возрастанием и уменьшением скорости на несколько процентов). Коды моделировались как совокупность однократно отраженных поперечных волн, приходящих в точку приема в такой модели среды. При этом учитывались коэффициенты отражения и прохождения на каждой границе; вычислялись огибающие вертикальной компоненты записей с учетом отражения на поверхности.

Расчеты показали, что в такой модели среды формируются волновые группы, близкие по своим параметрам наблюдаемым в эксперименте. Существенно, что вариации скоростей в данной модели несравненно слабее влияют на характеристики огибающих записей, чем вариации поглощения.

Ниже приведена средняя зависимость глубины проникновения луча (h_m), соответствующего максимуму амплитуды в коде, от эпицентрального расстояния Δ .

h_m , км	200	250	300	400	500	600	700	800	900	1100
Δ , км	60	65	70	90	95	100	170	185	200	270

Отсюда следует, что на расстояниях $\approx 200-300$ км, где, по нашим данным, наблюдаются самые большие вариации коэффициентов поглощения, лучи, соответствующие максимумам амплитуды, проникают на глубину $\approx 60-70$ км. Именно здесь по коде местных землетрясений нами выделен слой очень высокого поглощения.

Обсуждение результатов

Можно полагать, что сравнительно тонкий слой высокого поглощения, расположенный в северной части Транскавказского поднятия в самых верхах мантии, по своим характеристикам соответствует аномальной мантии—слою астеносферы с повышенной температурой или с заметной долей жидкой фазы и резко пониженной вязкостью [2].

Существенно, что «обычная» астеносфера, в которую лучи попадают на расстояниях $\Delta \approx 600-700$ км, характеризуется гораздо более слабым поглощением, чем слой аномальной мантии.

Повышенное поглощение в зоне Транскавказского поперечного поднятия и пониженное— в районе Восточного Кавказа—согласуется с приведенными в работе [1] данными, а также с результатами картирования скоростных неоднородностей верхней мантии [3]. Вместе с тем полученные новые данные позволяют несколько более детально представить картину строения верхней мантии в районе Кавказа. В первую очередь это относится к оценке ширины зоны очень высокого поглощения в районе Транскавказского поднятия.

Еще более важным является установление факта резкого различия поглощения в верхах мантии в северной и южной частях Транскавказского поднятия. Существенно, что этот результат подтверждается данными по коде местных землетрясений. Как мы видели, для Временной станции и станции Бакуриани выделяются участки очень резкого затухания огибающих, соответствующие тонким слоям очень высокого поглощения, расположенным вблизи от границы коры как раз в том районе, который характеризуется самым сильным интегральным поглощением на трассе лучей. В то же время такой слой не выделяется по данным станций АСС на территории Армении, где значительно уменьшается и интегральное поглощение в верхах мантии.

Отметим, что район Армянского вулканического нагорья характеризуется очень интенсивным плиоцен-плейстоценовым и голоценовым вулканизмом [4]. В то же время в северной части Транскавказского поперечного поднятия масштабы молодого вулканизма резко уменьшаются. На наш взгляд, эти факты естественным образом объясняются тем, что в пределах Армянского вулканического нагорья в результате активных магматических процессов «выработалась» аномальная мантия, жидкая фаза из которой, видимо, буквально пропитала здесь земную кору и привела к появлению множества вулканических аппаратов на поверхности.

В пользу этого предположения свидетельствуют имеющиеся геофизические и геохимические данные. В работе [7] показано, что «в пределах Малого Кавказа промежуточные границы в коре не коррелируются и даже граница М не дает четких отражений. В то же время выделяется большое число коротких отражающих и дифрагирующих элементов, которые не характерны для Большого Кавказа, т. е. кора Малого Кавказа скорее гетерогенная («зернистая») по своей структуре, чем слоистая».

Ю. С. Геншафт с соавторами [4], отмечают для Армянского вулканического нагорья «практически полное отсутствие среди ксеногенных минералов и глубинных включений в вулканитах минералов и пород, устойчивых в условиях верхней мантии (например, шпинелевых и гранатовых ультрабазитов)». На основании этих данных был сделан вывод, что магматические очаги во всех вулканических подзонах Армянского вулканического нагорья преимущественно расположены в пределах земной коры.

В ы в о д ы

1. Проведено картирование верхней мантии Кавказа по поглощению короткопериодных поперечных волн, основанное на анализе коды записей близких землетрясений.

2. Выявлена существенная неоднородность верхней мантии Кавказа по поглощению. Самое сильное поглощение соответствует северной части Транскавказского поперечного поднятия.

3. Путем анализа коды местных землетрясений и численного моделирования показано, что в северной части Транскавказского поднятия существенная доля поглощения падает на тонкий слой, расположенный в самых верхах мантии. Такой слой отсутствует в районе Малого Кавказа.

4. Предложена интерпретация результатов наблюдений, не противоречащая имеющимся геолого-геофизическим данным.

Управление геологии АрмССР,
ИФЗ им. О. Ю. Шмидта АН СССР.

Поступила 13. III. 1986.

Ա. Ռ. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, Պ. Բ. ԿԱՍՋԻԿ, Յու. Ֆ. ԿՈՊՆԻՉԵՎ

ԿԱՐՃ ՊԱՐԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆ ՈՒՆԵՑՈՂ ԼԱՅՆԱԿԻ ԱԼԻՔՆԵՐԻ ԿԼԱՆՄԱՆ ԴԱՇՏԻ
ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՈՒՄԸ ԿՈՎԿԱՍԻ ՎԵՐԻՆ ՊԱՏՅԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածը նվիրված է Կովկասի վերին պատյանում կլանման դաշտի կառուցվածքի հետազոտման նպատակով կիրառված մեթոդին և ստացված արդյունքներին: Մոտիկ ($200 \leq \Delta \leq 800$ կմ) երկրաշարժերի կարճ պարբերություն ունեցող կողայի գրանցումների տվյալների վերլուծության վրա հիմնված մեթոդի կիրառման շնորհիվ ի հայտ է բերվել Կովկասի վերին պատյանում կլանման դաշտի էական անհամասեռություն: Ամենամեծ կլանումն արձանագրված է Անդրկովկասյան լայնակի բարձրացման հյուսիսային մասում, որը հեղինակների կարծիքով պայմանավորված է անմիջականորեն երկրակեղևի տակ գտնվող բարձր ջերմաստիճան կամ խիստ ցածր մածուցիկություն ունեցող մի բարակ շերտի գոյությամբ: Փոքր Կովկասի սահմաններում նման շերտի հայտնաբերված: Ստացված արդյունքները հաստատվում են թվային մոդելավորման նյութերով:

THE SHORT-PERIODICAL TRANSVERSAL WAVES ABSORPTION FIELD MAPPING IN THE CAUCASUS UPPER MANTLE

A b s t r a c t

The method and results of the Caucasus upper mantle absorption field structure investigation are described. The method is based on the short-distance ($200 \leq \Delta \leq 800$ km) earthquakes short-periodical coda records. A considerable heterogeneity of the absorption field in the Caucasus upper mantle is revealed. The strongest absorption is marked for the northern part of the Transcaucasian transversal uplift. The absorption increase is connected with a thin stratum of high temperature or low viscosity under the crust in this region. Such a stratum is absent in the Minor Caucasus. The obtained data are corroborated by the mathematical modelling.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелян А. Р., Копничев Ю. Ф., Нерсесов И. Л. Картирование верхней мантии центральной части Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, № 1, с. 52—60.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. Винник Л. П., Гвоздиковская А. А., Патарая Е. И., Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № 7, с. 22—31.
4. Геншафт Ю. С., Юханян А. К., Вегуни А. Т., Салтыковский А. Я., Геворкян Р. Г. Об особенностях эндогенного режима Армянского вулканического нагорья в кайнозое. — Геотектоника, 1985, № 2, с. 67—75.
5. Каазик П. Б., Копничев Ю. Ф. Численное моделирование короткопериодной коды Lg в вертикально неоднородной по поглощению среде. — Вулканология сейсмология, 1984, № 5, с. 74—84.
6. Копничев Ю. Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. 176 с.
7. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхней мантии юга Европейской части СССР по геофизическим данным. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 71—80.
8. Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere. — J. Geophys. Res., v. 74, № 10, 1969, p 2648—2682.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 39—44, 1986

УДК: 550.837.218.

В. Б. ГАМОЯН, С. О. ИСПИРЯН

УЧЕТ ИСКАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ПРИ РАБОТЕ МЕТОДОМ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ

В статье рассмотрены вопросы влияния рельефа при работе методом блуждающих токов (БТ). Лабораторно-модельными исследованиями изучено это влияние при различных орографических и геологических условиях.

В результате математической обработки данных лабораторных работ построены четыре палетки. Последние позволяют производить поправку за влияние рельефа на отношение разностей потенциалов поля БТ. Представляется методика пользования палетками.

Практическая реализация предложенного способа показана на конкретных примерах натурно-модельных работ, проведенных на известных по геологической разведке разрезах Зодского кварц-сульфидного месторождения.

THE SHORT-PERIODICAL TRANSVERSAL WAVES ABSORPTION FIELD MAPPING IN THE CAUCASUS UPPER MANTLE

A b s t r a c t

The method and results of the Caucasus upper mantle absorption field structure investigation are described. The method is based on the short-distance ($200 \leq \Delta \leq 800$ km) earthquakes short-periodical coda records. A considerable heterogeneity of the absorption field in the Caucasus upper mantle is revealed. The strongest absorption is marked for the northern part of the Transcaucasian transversal uplift. The absorption increase is connected with a thin stratum of high temperature or low viscosity under the crust in this region. Such a stratum is absent in the Minor Caucasus. The obtained data are corroborated by the mathematical modelling.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелян А. Р., Копничев Ю. Ф., Нерсесов И. Л. Картирование верхней мантии центральной части Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, № 1, с. 52—60.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. Винник Л. П., Гвоздиковская А. А., Патарая Е. И., Сихарулидзе Д. И., Баграмян А. Х. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № 7, с. 22—31.
4. Геншафт Ю. С., Юханян А. К., Вегуни А. Т., Салтыковский А. Я., Геворкян Р. Г. Об особенностях эндогенного режима Армянского вулканического нагорья в кайнозое. — Геотектоника, 1985, № 2, с. 67—75.
5. Каазик П. Б., Копничев Ю. Ф. Численное моделирование короткопериодной коды Lg в вертикально неоднородной по поглощению среде. — Вулканология сейсмология, 1984, № 5, с. 74—84.
6. Копничев Ю. Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. 176с.
7. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхней мантии юга Европейской части СССР по геофизическим данным. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 71—80.
8. Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere.—J. Geophys. Res., v. 74, № 10, 1969, p 2648—2682.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 39—44, 1986

УДК: 550.837.218.

В. Б. ГАМОЯН, С. О. ИСПИРЯН

УЧЕТ ИСКАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ПРИ РАБОТЕ МЕТОДОМ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ

В статье рассмотрены вопросы влияния рельефа при работе методом блуждающих токов (БТ). Лабораторно-модельными исследованиями изучено это влияние при различных орографических и геологических условиях.

В результате математической обработки данных лабораторных работ построены четыре палетки. Последние позволяют производить поправку за влияние рельефа на отношение разностей потенциалов поля БТ. Представляется методика пользования палетками.

Практическая реализация предложенного способа показана на конкретных примерах натурно-модельных работ, проведенных на известных по геологической разведке разрезах Зодского кварц-сульфидного месторождения.

На территориях разведываемых и разрабатываемых месторождений широко развиты квазистационарные электрические помехи (блуждающие токи), возникающие в земле от электрифицированных железнодорожных линий и других электрических установок рудников [2, 3, 10]. Наличие интенсивных блуждающих токов затрудняет, а иногда и отрицает применение популярных электроразведочных методов естественного электрического поля, вызванной поляризации, электрического сопротивления и др. [1, 9]. Вместе с этим расширяется возможность использования полей квазистационарных помех с целью геологической разведки методом блуждающих токов.

В последнее десятилетие метод БТ получил широкое развитие. Разработаны теоретические основы, методика полевых наблюдений и аппаратура [1, 4, 5, 6, 7]. Метод применяется на рудных месторождениях, часто с неровной дневной поверхностью. Последняя вносит свое изменение в распределение полей блуждающих токов и искажает аномалии, вызванные исследуемыми геологическими объектами.

Настоящая статья посвящена изучению влияния рельефа местности при работе методом БТ. Решение задачи осуществлялось лабораторно-модельными исследованиями. Лабораторные работы выполнены в баке, заполненном кварцевым песком с удельным электрическим сопротивлением 80 Ом.м.

Рельеф дневной поверхности обычно представлен долинами рек и горными хребтами. Их, в первом приближении, можно аппроксимировать трехгранной призмой, что и задавалось в баке при лабораторных работах. Согласно [9] влияние неровности дневной поверхности на распределение поля точечного источника определяется формой (отрицательная, положительная) и крутизной (γ) склона, положением рудного тела по отношению к элементу рельефа и т. д. Исходя из вышесказанного, лабораторные исследования выполнялись при однородной среде, наличии пластообразного рудного тела («заряженного»), находящегося в контакте с источником поля и удаленного от него, в случаях плоской поверхности, положительной и отрицательной форм рельефа с $\gamma = 10, 20, 30, 45$ и 60° .

Модель «линейно-двухполюсного» источника изготавливалась в виде цепи последовательно соединенных сопротивлений и медных перемычек. Последние служили заземлителями источника с окружаю-

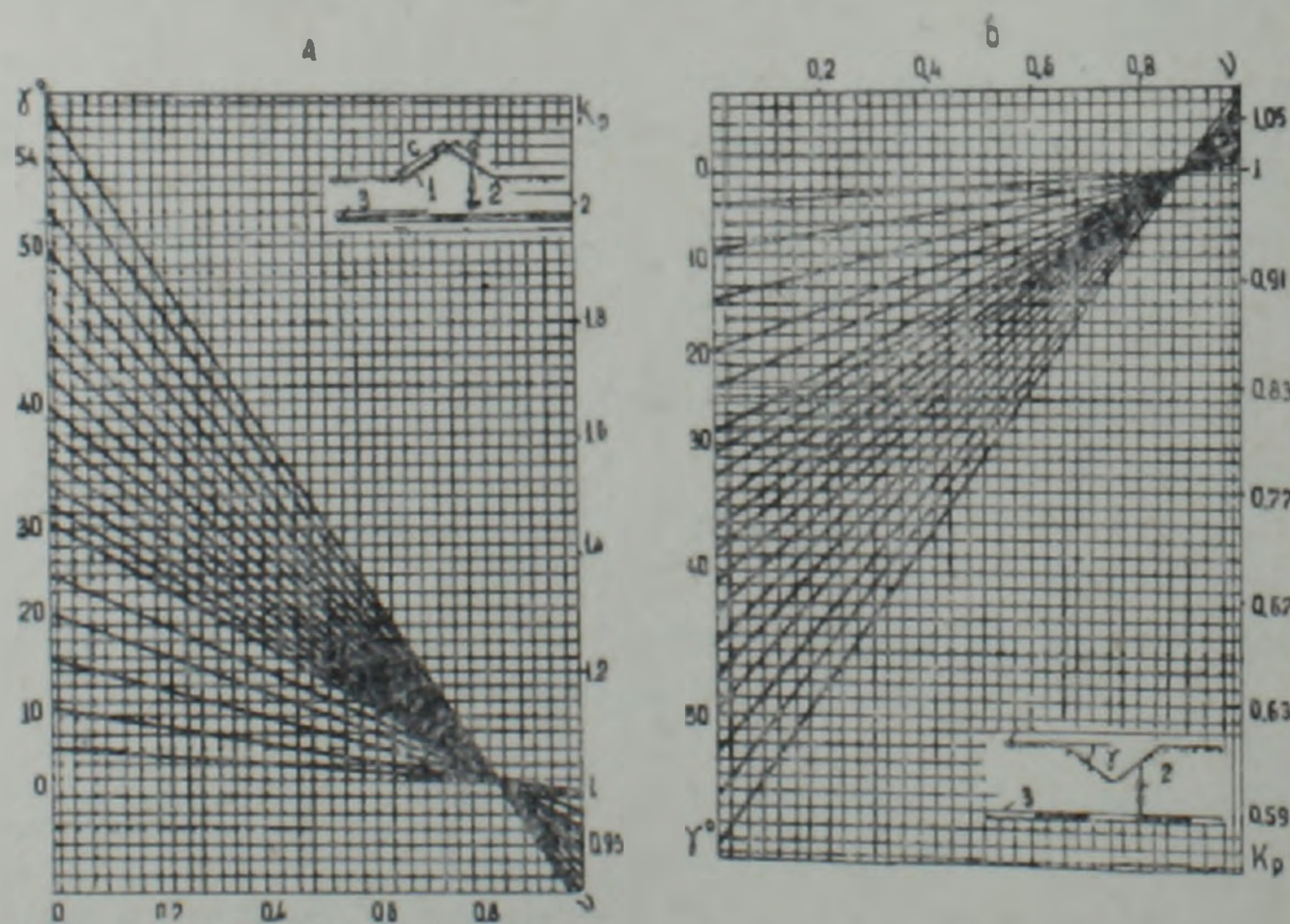


Рис. 1. Палетки поправки влияния рельефа на аномалию метода БТ, связанную с «заряженным» рудным телом при положительной—А и отрицательной—Б неровностях дневной поверхности. 1—элемент рельефа; 2—рудное тело, находящееся в контакте с источником поля БТ; 3—источник поля (рельсовый путь в транспортной выработке).

щей средой. Цепь изготавливалась с таким расчетом, чтобы отношение контактного и продольного сопротивлений $\Delta I = L / 300$ элементарного отрезка источника составляло 3×10^4 (L —общая длина источника).

Модель источника располагалась горизонтально, вкрест оси рельефа, на большом удалении от профиля наблюдений. Использовалась четырехэлектродная потенциальная установка (M_0, N_0, M_n, N_n) [3]. Моделью хорошо проводящего рудного тела служил параллелепипед из графита с удельным электрическим сопротивлением 5×10^{-3} Ом·м. Он располагался под шарниром и под склоном рельефа при $\gamma = b/c = 0,25, 0,5, 0,75$ и 1 (c —ширина склона; b —расстояние проекции рудного тела на склоне от шарнира рельефа).

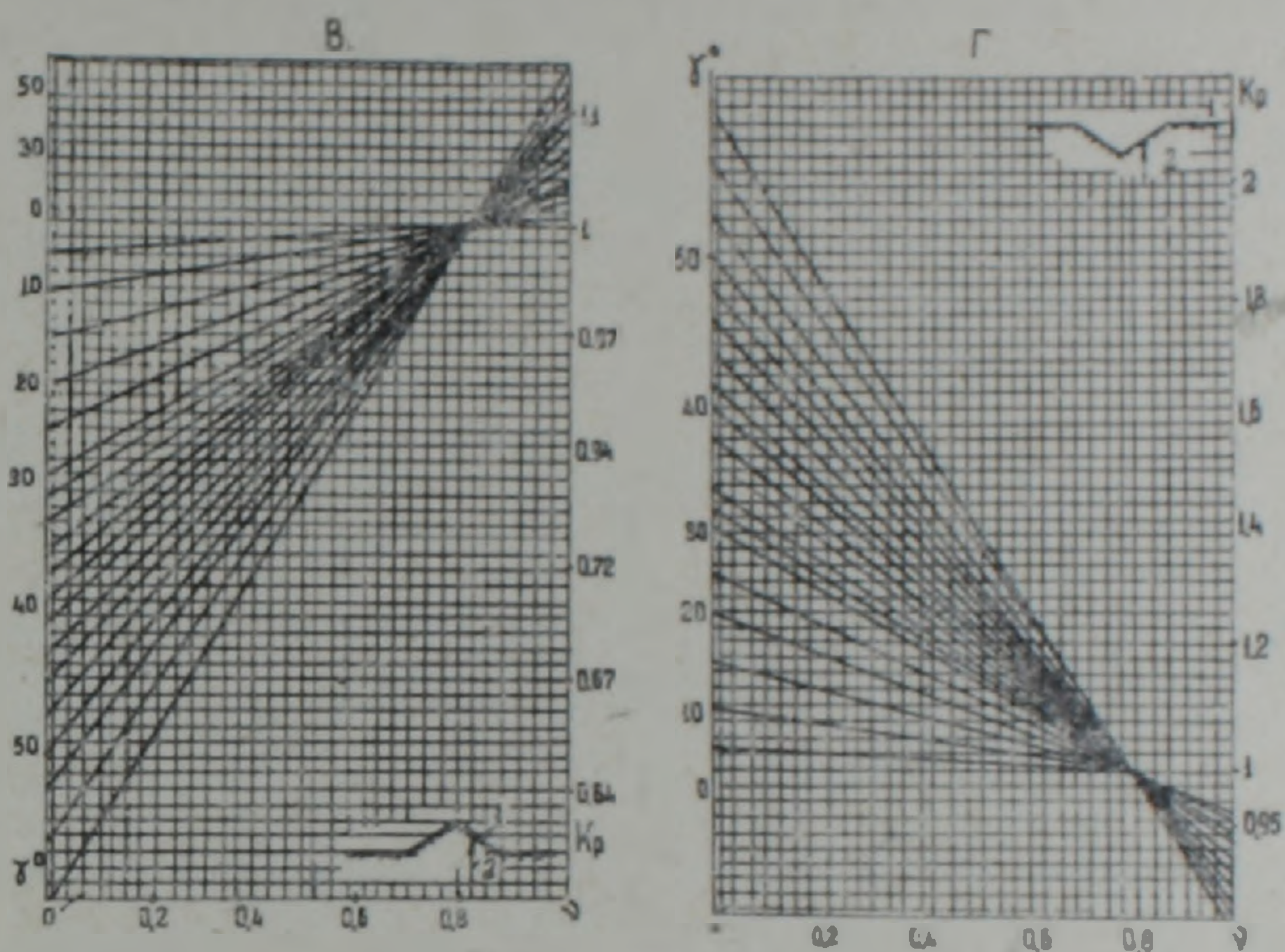


Рис. 2. Палетки для поправки влияния рельефа в случае отсутствия «заряженного» тела, при положительной—В и отрицательной—Г формах рельефа. 1—элемент рельефа; 2—удаленное от источника рудное тело.

Известно, что характер аномалии метода блуждающих токов над хорошо проводящими рудными телами определяется их положением по отношению к источнику поля (транспортной горной выработки). Над рудными телами, пересеченными транспортной выработкой, аномалия $\Delta\psi$ характеризуется экстремумами разных знаков над контактами и подобна аномалиям градиента потенциала над заряженным рудным телом при работе методом электрического заряда [9]. Над удаленными от источника хорошо проводящими рудными телами аномалии $\Delta\psi$ проявляются в виде минимума или резкого изменения кривой. Исходя из этого, лабораторные исследования велись в случаях однородной среды, наличия «заряженного» и удаленного от источника рудных тел.

В результате лабораторных исследований установлено:

1. В однородной среде и при наличии удаленного от источника хорошо проводящего рудного тела на положительном рельефе параметр $K_p = \Delta\psi_p / \Delta\psi_n$ ($\Delta\psi_p$ —наблюдаемые, $\Delta\psi_n$ —нормальные значения) находится в обратной, а на отрицательном рельефе—в прямой зависимости от γ . Подобная закономерность искажения аномалии объясняется тем, что при положительном рельефе плотность тока, следовательно, и напряженность поля падают, при отрицательном рельефе—возрастают.

2. Над «заряженным» хорошо проводящим рудным телом, залегающим на небольшой глубине, при положительном рельефе ампли-

туда аномалии находится в прямой, а при отрицательном рельефе—в обратной зависимости от γ . В данном случае рудное тело служит источником поля. При положительном рельефе пространство, где распределяется поле, ограничено склонами рельефа и меньше полупространства, следовательно, напряженность поля больше нормального. При отрицательном рельефе пространство, где распределяется поле от «заряженного» тела, больше полупространства, следовательно, напряженность поля меньше нормального.

3. В районе углов, образованных горизонтальной плоскостью и склонами рельефа (β), наблюдаются локальные отклонения кривой, обратные отклонению $\Delta\psi_p$. Это объясняется тем, что угол β имеет обратную форму по сравнению с основным рельефом.

4. Зависимость K_p от γ и ν выражается формулой:

$$K_p = \Delta\psi_0 + \operatorname{tg}\gamma(a\nu + d), \quad (1)$$

где a и d —постоянные, определяющиеся крутизной склона и положением рудного тела по отношению к элементу рельефа.

В результате статистической обработки [8] лабораторных данных построены палетки, позволяющие вносить поправку за влияние рельефа при работе методом БТ. Палетки А и Б могут применяться в случае «заряженного» рудного тела, при положительном—А и отрицательном—Б рельефах. Палетки, представленные на рис. 2, предназначены для поправки измеряемых значений $\Delta\psi_p$ на положительном—В и отрицательном—Г рельефах при однородной среде и наличии удаленного от источника поля рудного тела.

На левой вертикальной оси палеток представлены значения γ , горизонтальной— ν , правой вертикальной— K_p . Для удобства пользования выбраны следующие масштабы: для ν —линейный, для γ —его тангенс, а для K_p в диапазоне $1 \div \infty$ —линейный, $0 \div 1$ —гиперболический.

Значения K_p вычислены формулой (1), пользуясь данными лабораторных наблюдений.

Методика пользования палетками заключается в следующем:

1. По характеру кривой $\Delta\psi_p$ определяют наличие аномалий, связанных с «заряженными» рудными телами. При этом учитывается, что в любых орографических условиях над «заряженными» телами отмечаются знакопеременные аномалии.

2. По топокартам составляется топоразрез профиля и определяются параметры рельефа (ν , γ и c).

3. Выбирается нужная палетка. При этом учитывается, что палетки А и Б следует использовать лишь для поправки аномального интервала над «заряженными» телами. Для всех остальных точек профиля пользуются палетками В и Г.

4. На выбранной палетке находят точки пересечения ν с наклонным лучом, соответствующим данному углу склона рельефа. Затем по горизонтальным линиям определяют коэффициенты поправки искажения рельефа (K_p).

Путем деления $\Delta\psi_p$ на K_p определяют $\Delta\psi_n$.

Для примера применения палеток учета влияния рельефа на аномалии $\Delta\psi_p$ приведены результаты натурно-модельных исследований. Полевые наблюдения методом БТ выполнены над известными по геологической разведке разрезами Зодского кварц-сульфидного месторождения (рис. 3) в условиях изрезанной дневной поверхности. Изучаемые разрезы представлены породами габбро удельного электрического сопротивления $\rho_{cp} = 1600 \text{ Ом.м}$ и зонами измененных и минерализованных пород с продольным удельным сопротивлением $\rho_{cp} = 80 \text{ Ом.м}$.

Топоразрез первого участка (рис. 3а) представляет собой положительную форму рельефа, топоразрез второго участка—отрицательную форму. Рудное тело на первом разрезе пересекается транспорт-

ной штольной 40, служащей источником поля. Вследствие этого, аномалия $\Delta\psi_p$ (сплошная линия) характеризуется двумя экстремумами. В связи с влиянием рельефа местности экстремальные значения кривой получены больше ожидаемого, точка максимума сдвинута от левого контакта рудного тела в сторону вершины поднятия. В районе минимума кривой, над локальным поднятием, проявляется резкое изменение кривой. После внесения поправки амплитуда аномалии уменьшается на 2,4 единицы, а ширина (расстояние между экстремумами)—на 5 м, что более правдоподобно, чем наблюдаемые данные.

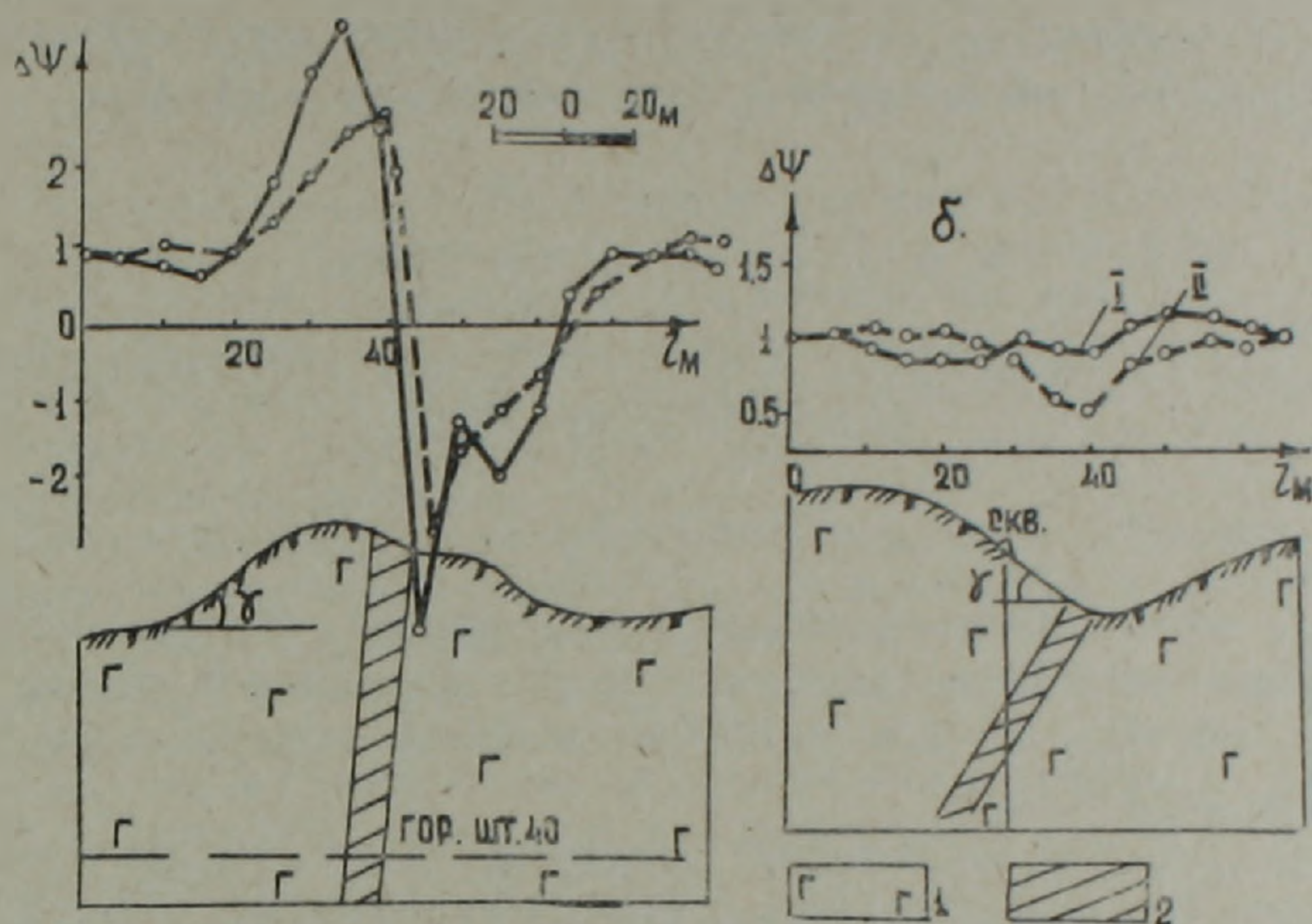


Рис. 3. Кривые $\Delta\psi$, полученные на участках Зодского месторождения. Оцифровка на кривых обозначает: I—отнаблюдаемые, II—обработанные. 1—габбро; 2—зоны измененных и минерализованных пород.

Топоразрез второго участка, расположенного на большом расстоянии от источника поля, представляет собой ущелье реки Тигранагет. Известное рудное тело, вследствие влияния рельефа, на наблюдаемой кривой (сплошная линия) не отмечается. После внесения поправки, над рудным телом проявляется асимметричная аномалия в виде минимума. Амплитуда аномалии составляет 0,5 ед., размер—6 м, что соответствует мощности рудного тела. Асимметрия аномалии указывает направление падения хорошо проводящего объекта.

Судя по представленным на рис. 3 данным, можно предполагать, что разработанная методика учета влияния рельефа может успешно применяться при работе методом БТ в районах с изрезанным рельефом.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 9. VII. 1985.

Վ. Բ. ԳԱՄԴՅԱՆ, Ս. Հ. ԻՍԽԱՆՅԱՆ

ՌԵԼԻԵՖԻ ԱԶԴԵՅՈՒԹՅԱՆ ՀԱՇՎԱԹՈՒՄԸ ԹԱՓԱՌՈՂ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ
ՄԵԹՈԴՈՎ ԱՇԽԱՏՆԵՐՈՒ

Ա մ փ ո փ ու մ

Կտրտված ռելիեֆի պայմաններում էլեկտրահետախուզության թափառող
հոսանքների մեթոդը կիրառելիս տեղի է ունենում ուսումնասիրվող դաշտի

պարամետրերի աղավաղում: Հոդվածը նվիրված է այդ աղավաղումները հաշվի առնող մեթոդիկայի մշակմանը, բերված են թափառող հոսանքների դաշտի պարամետրերի վրա ուղիղ հարաբերական ազդեցության լաբորատոր և տեսական ուսումնասիրությունների արդյունքները՝ համապատասխան կորերի ձևով:

Լաբորատոր դիտարկումների տվյալների հիման վրա դուրս է բերվել մի բանաձև, որն արտահայտում է ուղիղ հարաբերական ազդեցության կախվածությունը լանջի թեքությունից և հանքային մարմնի դիրքից: Առաջարկվում է ուղիղ հաշվառման համեմատաբար պարզ մեթոդիկա, որի կիրառելիությունն ապացուցված է Զոդի հանքավայրի օրինակով:

V. B. GAMOYAN, S. H. ISPIRIAN

THE RELIEF INFLUENCE WHEN APPLYING THE WANDERING CURRENTS METHOD

A b s t r a c t

The relief influence problems when applying the wandering currents method have been considered. By the laboratory-modelling investigations this influence has been studied under various orographic and geological conditions.

As a result of mathematical processing of the laboratory investigation data four theoretical curves have been compiled, which allow to make corrections for the relief influence upon the potential difference ratio of the wandering currents field. The theoretical curves applying methods have been represented. The practical realization of the proposed method is shown on concrete examples of nature-modelling investigations, provided on the known by geological prospecting sections of the Zod quartz-sulphide deposit.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980. 222 с.
2. Березин Г. И., Семенов М. В. Об использовании полей блуждающих токов для электроразведки флангов разрабатываемых месторождений. — Методика и техника разведки, № 86, 1973, с. 69—77.
3. Гамоян В. Б. Применение естественных электрических полей и полей промышленных блуждающих токов в подземных горных выработках при решении поисково-разведочных задач. Кандидатская диссертация, Ереван, 1972, 182 с.
4. Гамоян В. Б. Характер поля блуждающих токов при наличии тела сферической формы. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, том XXXIII, № 1, с. 64—70.
5. Гамоян В. Б. О влиянии рельсов на характер распределения блуждающих токов. В кн.: Подземная геофизика при поисках и разведке минерального сырья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, с. 84—91.
6. Гамоян В. Б. Потенциал поля блуждающих токов при наличии пластообразного тела. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т. XXXVI, № 2, с. 38—43.
7. Гамоян В. Б., Унусян Ф. С. Результаты исследований методом блуждающих токов на Зодском кварц-сульфидном месторождении. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 2, с. 50—55.
8. Иванова В. М., Калинина В. Н., Нешумова Л. А. и др. Математическая статистика. М.: Высшая школа, 1981, 371 с.
9. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. М.: Недра, 1982, 383 с.
10. Zana Pecova Pilspevek ke studiu bludnych proudu. Píace Geofysikalního ústavu Československé Akademie věd, 1955, с. 327—340.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНОМАЛЬНОГО
МАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Вычислены математическое ожидание, дисперсия, автокорреляционная функция и энергетический спектр аномального магнитного поля. Результаты вычислений приводят к выводу о сложном частотном составе поля. Выделяются три основных класса аномалий с частотами: $f < 0.10 \div 0.15 \text{ км}^{-1}$; $f = 0.15 \div 0.40 \text{ км}^{-1}$; $f > 0.40 \div 0.45 \text{ км}^{-1}$. Отмечаются два характерных радиуса автокорреляции: $\tau_{0.3} = 2.5 \div 0.3 \text{ км}$ и $\tau_{0.3} = 6.0 \text{ км}$. Региональная компонента характеризуется радиусом нулевой корреляции $\tau_0 = 12 \div 19 \text{ км}$.

Аномальное магнитное поле территории АрмССР отличается чрезвычайно сложной структурой, что обусловлено наложением разнoperиодных аномалий, связанных с различными по размерам, глубине залегания и намагниченности геологическими объектами [1]. В таких условиях выделение и анализ компонент поля—весьма сложная задача, требующая предварительного изучения спектрального состава исходного аномального поля.

Такую возможность предоставляет применение аппарата теории случайных процессов, основанное на предположении о стационарности¹ и эргодичности аномального магнитного поля.

В данной статье приводятся результаты вычисления выборочных автокорреляционной функции, спектра мощности (энергетического спектра), а также математического ожидания и дисперсии аномального магнитного поля. Вычисления производились по профилям (рис. 1), расположенным вдоль (профили I—IV) и вкрест (профили V, VI) простирающихся основных тектонических структур и соответствующих им магнитных зон [1, 4]. Использовались дискретные значения ΔT_a , определенные через равные интервалы Δx . Автокорреляционная функция (АКФ) вычислялась по формуле [9]:

$$R(\tau) = \frac{1}{n - \tau} \sum_{i=1}^{n-\tau} [\Delta T_a(x_i) - M][\Delta T_a(x_i + \tau) - M],$$

где $\Delta T_a(x_i)$ —наблюдаемые значения поля по профилю ($x_i = i\Delta x$); n —число значений по профилю (объем выборки); τ —интервал смещения, принимаемый последовательно $0; \Delta x; 2\Delta x; \dots$; $M = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta T_a(x_i)$ —математическое ожидание (среднее значение) поля по профилю. При $\tau = 0$ АКФ совпадает с дисперсией процесса:

$$R(0) = D = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [\Delta T_a(x_i) - M]^2.$$

Энергетический спектр определялся по АКФ при помощи соотношения преобразования Фурье [9]:

$$W(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) \cos 2\pi f\tau d\tau.$$

Для получения надежных данных $R(\tau)$ существенное значение имеют качество исходного магнитометрического материала и правильный выбор параметров: L (длина профиля), Δx (шаг выборки), n . В зависимости от поставленной задачи и качества исходного мате-

¹ Многочисленными исследованиями установлено, что аномальное магнитное поле имеет кусочно-стационарный характер, т. е. оно является стационарным в пределах регионов, отличающихся преимущественно однотипным глубинным строением [5, 6, 8 и др.].

риала эти параметры могут быть выбраны по-разному, однако, с обязательным соблюдением принципа соразмерности. Протяженность профиля L должна соответствовать максимальным периодам тех составляющих поля, которые подлежат исследованию. Для изучения обширных региональных аномалий рекомендуются профили протяженностью 1000 и более километров [8]. В работе [12] для исследования тектонических особенностей Канадского щита вычисления АКФ производились по профилям протяженностью 75÷300 км. Шаг выборки Δx согласно теореме Котельникова позволяет получить информацию о всех гармониках, период которых $\geq 2\Delta x$. Объем выборки n связан с длиной профиля и шагом выборки соотношением $L = n \cdot \Delta x$. Он, как рекомендуется в работе [12], должен быть не менее 200.

В данном случае был использован однородный исходный материал — крупномасштабная аэромагнитная карта, снятая с высоты 80 ± 20 м от поверхности и отражающая фактически весь спектр магнитных аномалий. Длина профилей предопределялась границами аэромагнитной съемки и составляла 130÷250 км.

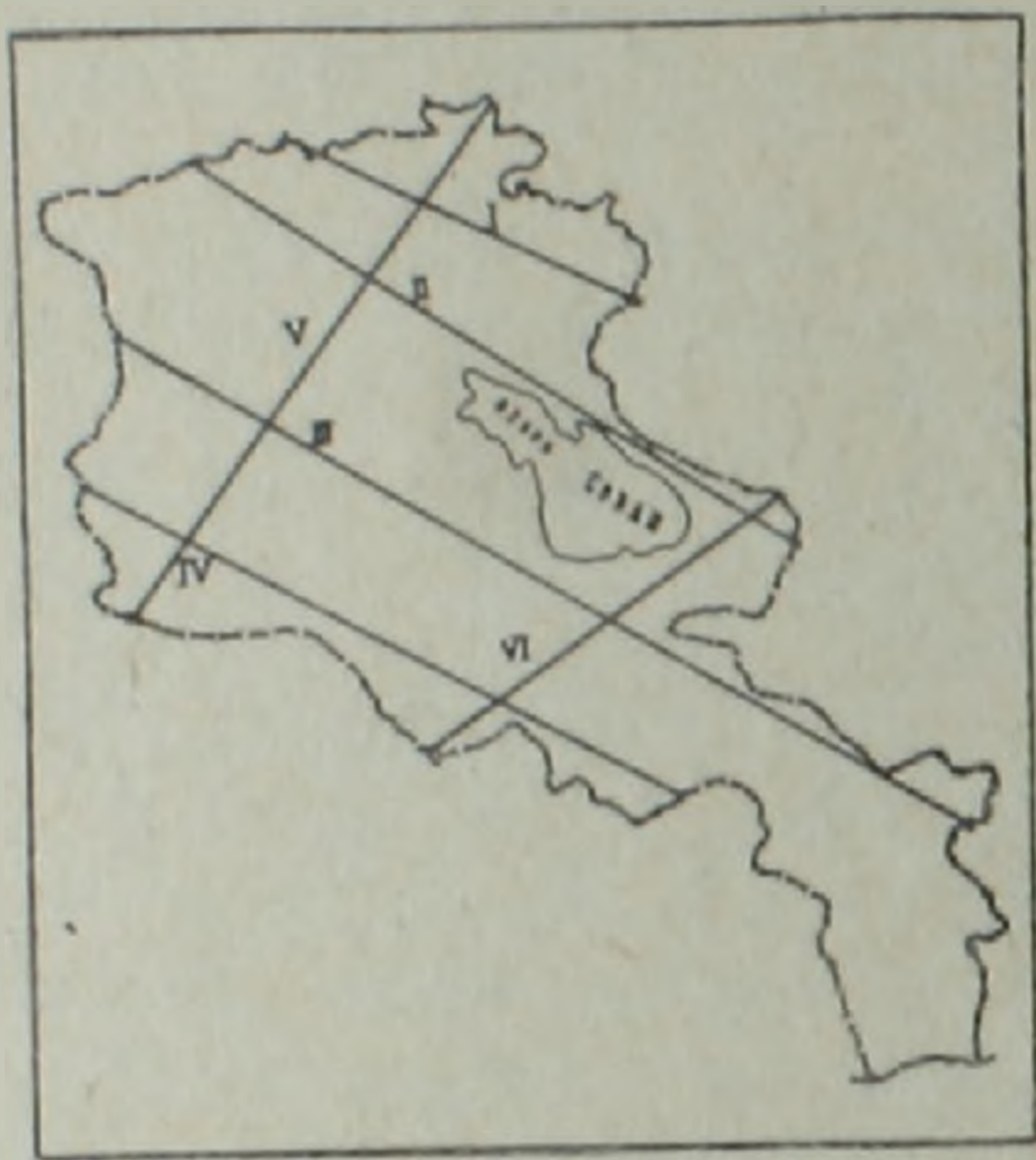


Рис. 1. Схема расположения профилей, по которым рассчитаны АКФ.

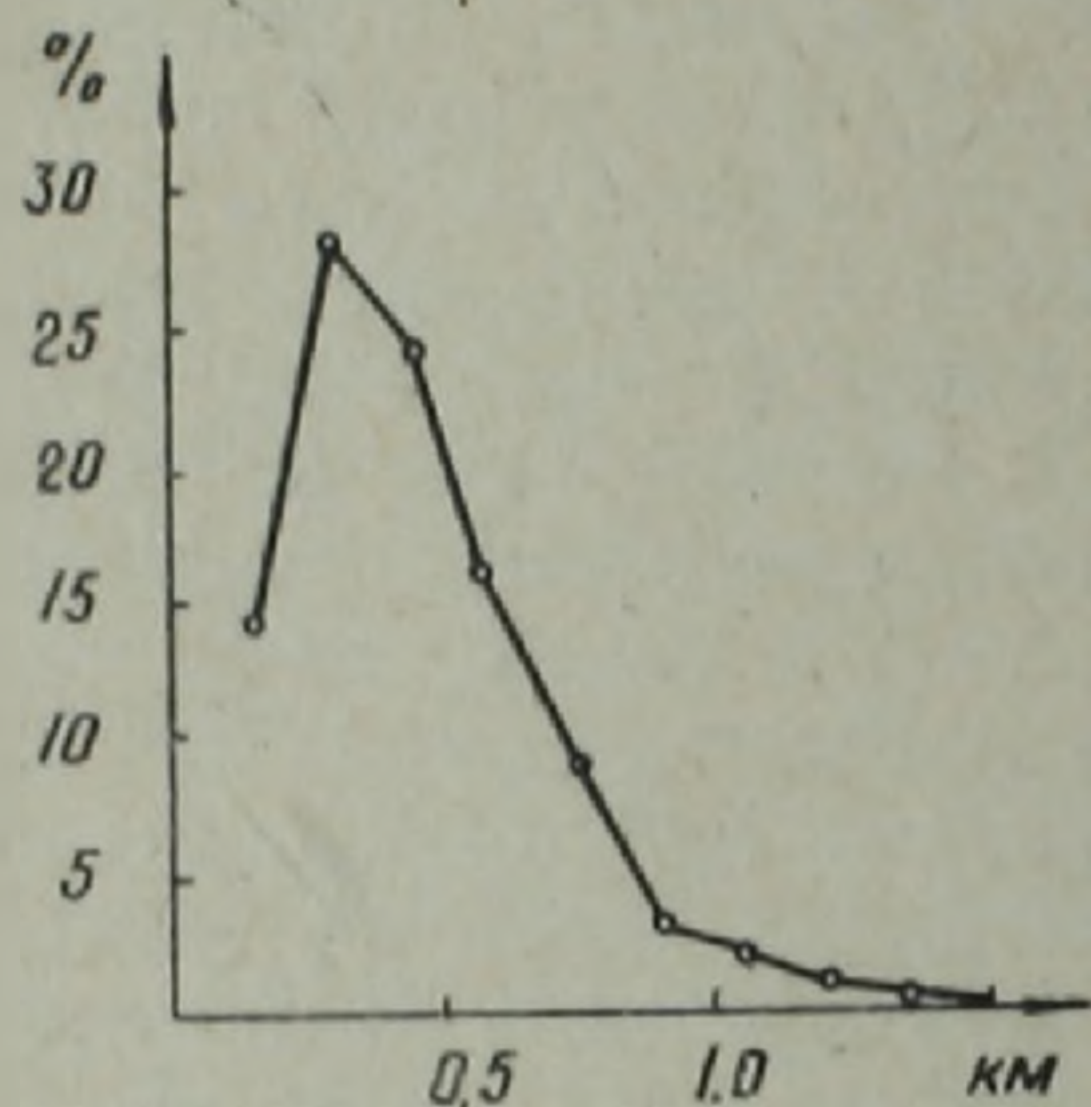


Рис. 2. Вариационная кривая поперечных размеров локальных магнитных аномалий.

Для выбора параметра Δx был проведен предварительный анализ размеров локальных аномалий, визуально выделяемых на исходной аэромагнитной карте. Как видно из рис. 2, изображающего вариационную кривую поперечников 1450 локальных аномалий, более чем 65% из них имеют размеры, не превышающие 0,5 км. Природа этих аномалий более или менее известна — они наблюдаются, в основном, в неовулканическом поясе Армении и связываются с различными субвулканическими телами и другими приповерхностными неоднородностями [3, 11]. Несравненно мало данных о более длинноволновых составляющих поля. Поэтому был выбран допустимый для данного масштаба съемки минимальный шаг выборки $\Delta x = 0,25$ км, который позволяет включить в корреляционный анализ аномалии с поперечником $\geq 0,5$ км и исключает более мелкие аномалии. Объем выборок при этом составлял от 445 до 1000. Величина смещения по профилям не превышала 20% длины реализации.

На рис. 3 представлены нормированные АКФ, определенные как $R_{ii}(\tau) = R(\tau)/R(0)$. Те из них, которые рассчитаны для продольных профилей (I—IV), отличаются общей особенностью, выражающейся в резком спаде величины $R_{ii}(\tau)$ при смещении $\tau = 1 \div 2$ км. Радиус автокорреляции $\tau_{0,3}$, при котором практически теряется статистическая связь аномалий ($R_{ii}(\tau_{0,3}) = 0,3$), не превышает 3 км. Такое поведение АКФ объясняется быстро осциллирующим характером аномального магнитного поля, хотя при рассмотрении энергетических спектров (рис. 4), рассчитанных для тех же профилей, становится очевидным, что большая часть мощности сосредоточена на низких частотах.

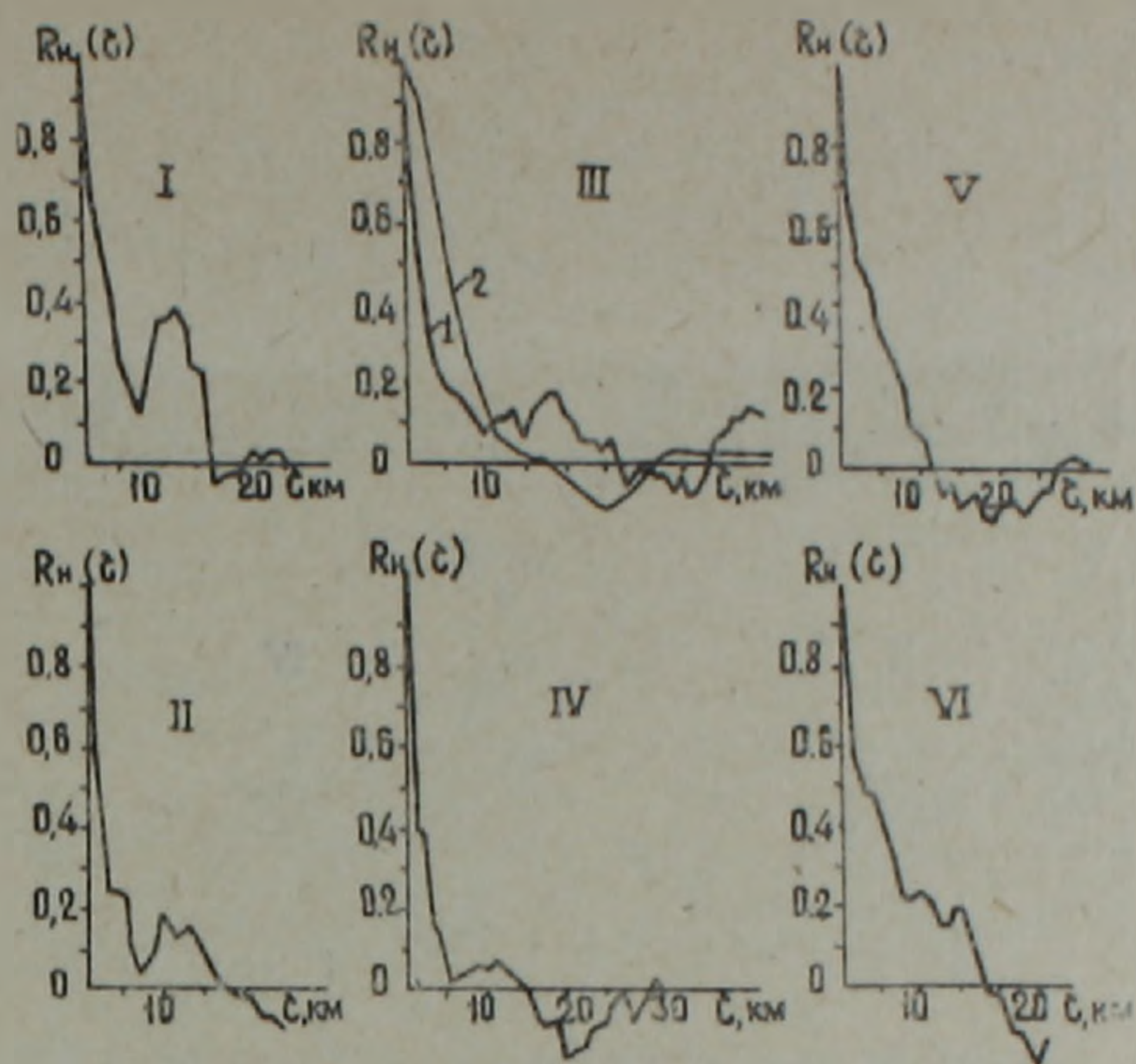


Рис. 3. АКФ по продольным (I—IV) и поперечным (V—VI) профилям.

Кроме того, кривые $R_n(\tau)$ по продольным профилям отличаются одинаковой формой: все они имеют минимумы на интервалах смещения 5—10 км, соответствующие локальной компоненте поля, и вторичные максимумы на интервалах смещения 10—15 км, отражающие скрытую периодичность в поведении исходного магнитного поля.

В то же время статистические характеристики аномального магнитного поля от профиля к профилю заметно меняются, что связывается с зональной гетерогенностью изучаемой территории.

Так, профиль I является представительным для Сомхето-Карабахской тектонической зоны¹. Магнитное поле по этому профилю отличается сравнительно спокойным характером: $M=10$ нТл, $D=3,4 \cdot 10^4$ нТл². АКФ характеризуется резко выраженным максимумом на интервале смещения около 10 км. По энергетическому спектру выявляются три класса аномалий, разделенных минимумами на частотах 0,10—0,15 км⁻¹ и 0,45—0,50 км⁻¹. Региональная компонента характеризуется радиусом нулевой корреляции $\tau_0=16$ км. Локальная компонента ($f>0,5$) связывается с высокомагнитными вулканогенными образованиями юры, мела и эоцена, залегающими на поверхности. Промежуточная компонента, характеризующаяся широким диапазоном частот (0,15÷0,45 км⁻¹), возможно связана с различными по размерам и глубине залегания интрузиями, широко распространенными в этой зоне. Значительная часть мощности промежуточного класса аномалий сосредоточена на частотах 0,15—0,25 км⁻¹.

Профиль II является представительным для Присеванской тектонической зоны. По этому профилю $M=200$ нТл, $D=1 \cdot 10^5$ нТл². Частотный состав поля достаточно сложный. Радиус автокорреляции составляет 2,5 км. Региональная компонента характеризуется радиусом нулевой корреляции $\tau_0=17$ км. Отмечаются два вторичных максимума $R_n(\tau)$ при интервалах смещения 3—4 и 10—12 км. На энергетическом спектре выделяются промежуточные между локальной и региональной компонентами частоты: $0,15 < f < 0,40$ км⁻¹. Судя по исходному полю, они соответствуют интенсивным аномалиям с поперечником до

¹ Здесь и далее тектонические зоны рассматриваются согласно схеме А. Т. Асланяна [2], с которой магнитные зоны коррелируются наиболее близко [4].

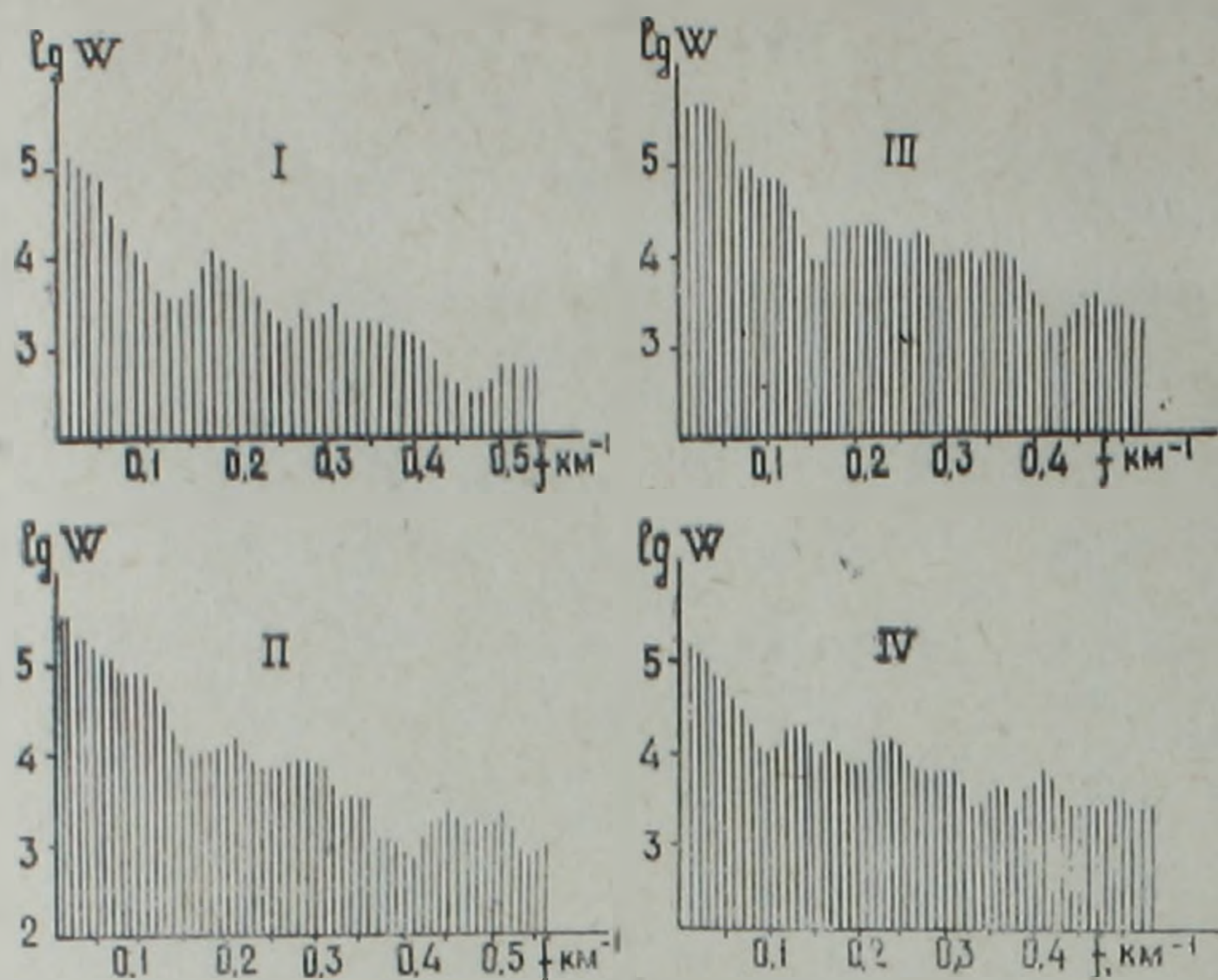


Рис. 4. Энергетические спектры по профилям I—IV.

5—7 км, наблюдаемым вдоль северо-западного побережья оз. Севан. Эти аномалии связываются с высокомагнитными интрузиями габбро-перидотитовой формации.

Профиль III был выбран таким образом, чтобы охарактеризовать неовулканическую зону Армении, отличающуюся наиболее сложным аномальным полем. В тектоническом отношении профиль представляет преимущественно для Мисхано-Зангезурской зоны. Магнитное поле по этому профилю характеризуется высокой аномальностью ($D = 2 \cdot 10^5 \text{ нТл}^2$), что обусловлено насыщенностью верхней части разреза магнитными телами [4], а также широким развитием нормально и обратно намагниченных эффузивов, создающих «магнитный рельеф». Математическое ожидание имеет положительный знак и достигает максимального значения (220 нТл) для изучаемой территории. АКФ характеризуется резким затуханием на первых километрах смещения ($\tau_{0,3} = 3 \text{ км}$) и относительно слабым затуханием при интервале смещения 4—10 км. На интервалах $\tau = 13 \text{ км}$ и $\tau = 18 \text{ км}$ отмечаются слабо выраженные периодичности. По энергетическому спектру выделяются, как и на предыдущих профилях, три основные компоненты поля, отделенные узкими ($f = 0,14—0,17$ и $f = 0,42—0,43$) и слабыми, по изменению интенсивности спектральной мощности, минимумами. На рис. 3 для профиля III представлена также АКФ, рассчитанная¹ по данным высотной аэромагнитной съемки (высота полета 4200 м), при которой локальная компонента поля практически исчезает. Как видно из рисунка, графики АКФ суммарного аномального поля (кривая 1) и его длинноволновой компоненты (кривая 2) существенно отличаются между собой не только на малых, но и на больших интервалах смещения, соответствующих низкочастотной части спектра. При этом интересно, что радиусы нулевой корреляции получаются разные: в одном случае $\tau_0 = 27 \text{ км}$, в другом — $\tau_0 = 19 \text{ км}$.

Причина такой «несогласованности», по всей вероятности, заключается в «магнитном рельефе», созданном относительно маломощными, однако сильно намагниченными лавами. Аномальное магнитное поле, наблюдаемое с небольших высот, отражает суммарный эффект всего разреза и при определенном сочетании направления намагниченности и взаимного расположения поверхностных и глубинных магнитных масс может создать ложное представление о существовании длин-

¹ Шаг выборки составлял 1 км, объем выборки— $n = 279$.

нопериодных составляющих поля. Учитывая это обстоятельство, наиболее вероятным значением радиуса нулевой корреляции региональной компоненты поля по профилю III следует считать $\tau_0 = 19$ км, полученное по данным высотной аэромагнитной съемки.

Профиль IV представителен для Араксинского оротектонического пояса. Дисперсия поля здесь не высока ($D = 5 \cdot 10^4$ нТл²). Математическое ожидание $M = 70$ нТл. Четко выделяются лишь две составляющие поля с радиусами корреляции 5 км и около 15 км.

Поперечные профили V—VI пересекают основные тектонические структуры и соответствующие им магнитные зоны, вкrest их простираения. Последние выделяются в виде чередующихся широких максимумов и минимумов [4] и, по сути дела, представляют собой аномалии первого порядка для исследуемой территории. Таким образом, поперечные профили характеризуют аномальное магнитное поле в региональном плане. В соответствии с этим АКФ по этим профилям фиксируют, в основном, лишь региональную компоненту поля с радиусами корреляции $\tau_{0,3} = 6$ км и $\tau_0 = 12 \div 18$ км (рис. 4), отражающими горизонтальную мощность и глубину залегания источников региональных аномалий.

Таким образом, статистический анализ аномального магнитного поля территории АрмССР приводит к выводу о сложном его частотном составе. На этом фоне выделяются три основных класса аномалий с частотами: $f < 0,10 - 0,15$ км⁻¹; $f = 0,15 \div 0,40$ км⁻¹; $f > 0,40 - 0,45$ км⁻¹. Отмечаются два характерных радиуса автокорреляции: $\tau_{0,3} = 2,5 \div 3$ км и $\tau_{0,3} = 6$ км. Региональная компонента характеризуется радиусом нулевой корреляции $12 \div 19$ км. О наличии более длинноволновых аномалий в связи с ограниченностью исследуемой территории трудно судить.

Одинаковая форма АКФ и близкие значения ее параметров ($\tau_{0,3}, \tau_0$, периодичности) по профилям I—IV в общем указывают на стационарность аномального магнитного поля по генеральным простираниям структур.

Вышеприведенные результаты статистического анализа будут использованы в дальнейшем для расчета весовой функции и частотной характеристики фильтра при разделении указанных компонент магнитного поля. А пока, пользуясь тем, что АКФ дает возможность оценить интервал, за пределами которого характер аномального магнитного поля становится практически случайным, можно получить некоторые сведения о мощности магнитоактивного слоя земной коры и, таким образом, оценить глубину изотермы Кюри. Так, если предположить, что полученные значения τ_0 соответствуют длинноволновой компоненте поля для данного региона, а функция $R(\tau)$ отражает среднее статистическое распределение горизонтальных цилиндров¹ вдоль поперечных профилей, то по зависимости $H = 0,637 \tau_0$, заимствованной из работы [7], получим следующие значения ориентировочной глубины² этого среднего статистического цилиндра: $H = 11$ км для профиля VI и $H = 8$ км для профиля V. Отсюда следует, что осредненная, по этим профилям, глубина изотермы Кюри не должна превышать соответственно 22 и 16 км.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23. VIII. 1985.

¹ Исходя из линейных форм региональных аномалий, можно полагать, что они вызваны телами, близкими по форме к горизонтальному цилиндру.

² Точность оценки глубины зависит от степени изолированности аномалий [10].

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱՆՈՄԱԼ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ՎԻՃԱԿԱԳՐԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Գնահատված են անոմալ մագնիսական դաշտի մաթեմատիկական սպասումը, դիսպերսիան, ինքնահամահարաբերակցական ֆունկցիան և էներգետիկ սպեկտրը: Հաշվումների արդյունքները վկայում են անոմալ մագնիսական դաշտի բարդ հաճախականական կազմի մասին: Առանձնացվում են անոմալիաների երեք հիմնական դասեր՝ հետևյալ հաճախականություններով. $f < 0,10 \div 0,15$ կմ⁻¹, $f = 0,15 \div 0,40$ կմ⁻¹, $f > 0,40 \div 0,45$ կմ⁻¹: Դիտվում են ինքնահամահարաբերակցության երկու բնորոշ շառավիղներ՝ $\tau_{0,3} = 2,5 \div 3,0$ կմ և $\tau_{0,3} = 6$ կմ: Դաշտի ռեգիոնալ բաղադրիչը բնութագրվում է $\tau_0 = 12 \div 19$ կմ զրոյական համահարաբերակցության շառավիղով:

M. S. BADALIAN, H. M. KHURSHUDIAN

THE ANOMALOUS MAGNETIC FIELD STATISTICAL CHARACTERISTICS OF ARMEINA

A b s t r a c t

Mathematical expectation, dispersion, autocorrelation function and power spectrum of the anomalous magnetic field have been calculated. The calculation results show a complex field frequency composition. Three main classes of anomalies with frequencies $f < 0,10 \div 0,15$ km⁻¹; $f = 0,15 \div 0,40$ km⁻¹; $f > 0,40 \div 0,45$ km⁻¹ are marked out. Two characteristic autocorrelation radii are distinguished: $\tau_{0,3} = 2,5 \div 3,0$ km and $\tau_{0,3} = 6,0$ km. The regional component is characterized with a zero correlation radius $\tau_0 = 12 \div 19$ km.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г. Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. X, Геофизика. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, с. 84—124.
2. Асланян А. Т. Тектоника. — В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, М.: Недра, 1970, с. 368—395.
3. Бадалян М. С. Особенности глубинного строения вулканов Гегамского нагорья по геофизическим данным. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, т. XXX, № 2, с. 59—67.
4. Бадалян М. С., Оганесян Ш. С., Пирюзян С. А. О некоторых соотношениях между геофизическими полями и новейшим вулканизмом Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, т. XXXI, № 1, с. 47—57.
5. Берлянд Н. Г., Розе Е. Н. Применение корреляционного анализа для районирования потенциальных геофизических полей. — Геомагнетизм и аэрономия, 1971, т. XI, № 2, с. 313—319.
6. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1982, 215 с.
7. Луговенко В. Н. Исследование морфологии геомагнитного поля с помощью автокорреляционного анализа. — Геомагнетизм и аэрономия, 1966, т. VI, № 5, с. 949—951.
8. Луговенко В. Н. Стационарность случайного процесса, аппроксимирующего аномальное магнитное поле. — Геомагнетизм и аэрономия, 1967, т. VII, № 2, с. 386—387.
9. Никитин А. А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1978, 280 с.

10. Пашкевич И. К., Соловьев В. Д. О связи статистических характеристик магнитного поля с параметрами источников аномалий. — Геофиз. сб. АН УССР, 1974, вып. 60, с. 53—59.
11. Ширинян К. Г., Бадалян М. С., Гукасян Ю. Г. Некоторые особенности магнитного поля Арагацкого вулканического нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 4, с. 59—73.
12. Horton C. W., Hemphins W. B., Hoffman A. A. J. A Statistical Analysis of Some Aeromagnetic Maps from the Northwestern Canadian Shield.—Geophysics, 1964, v, XXIX, № 4, pp. 582—601.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 51—57, 1986

УДК: 552.323:550.838(479.25)

А. К. КАРАХАНЯН

СТАБИЛЬНОСТЬ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЭФФУЗИВОВ ПАЛЕОГЕНА АРМЕНИИ

Естественная остаточная намагниченность горных пород есть в основном сумма более чем двух компонент. При образовании горной породы (эффузивная, осадочная) она приобретает стабильную первичную остаточную намагниченность (TRM или DRM), которая разрушается относительно медленно при магнитной чистке. Вторичная, изотермическая намагниченность, которую приобретают при последующей «жизни» горной породы «мягкие» домены, менее устойчива к размагничивающим факторам. В настоящей статье приводятся результаты исследования природы и магнитной чистки I_n эффузивов палеогена Армении и на основе их сопоставления с магнитными характеристиками (состав и размер ферромагнитных зерен, коэрцитивные спектры по $I_{rs}(h)$ степень окисления) анализируется такой важный параметр, как стабильность естественной остаточной намагниченности.

Достоверность палеомагнитных построений зависит от надежного определения природы и стабильности первичной намагниченности. Для эффузивов такой обычно является термоостаточная, которая характеризуется наибольшей устойчивостью к действию размагничивающих факторов по сравнению с другими видами намагниченностей [1].

Опираясь на этот принцип, мы использовали методы магнитной чистки (переменным полем и температурой) для удаления вторичных, нестабильных компонент намагниченности и выделения более стабильной компоненты, в предположении первичной. Но вопрос первичности будет решен только в том случае, если будет установлена природа намагниченности стабильной компоненты. Чистка переменным магнитным полем и температурой была проведена по методике [6], исходя из ферромагнитного состава эффузивов палеогена Армении [2]; переменное магнитное поле выбрано основным для выделения стабильной компоненты I_n пород, содержащих магнетит и титаномagnetит, а температурная чистка вместе с переменным полем—для маггемитсодержащих пород.

Результаты лабораторных исследований—выделение первичной намагниченности переменным магнитным полем и температурой, определение природы намагниченности позволили подразделить эффузивы палеогена по стабильности их намагниченности на три группы.

Первая группа. К этой группе относятся образцы, ферромагнитная фракция которых в основном представлена магнетитом и титаномagnetитом. Результаты чистки переменным магнитным полем приведены в виде графиков (рис. 1а). Образцы этой группы имеют выпуклую (от координатной оси) кривую размагничивания. Незначительное уменьшение величины I_n в полях до 600—700 э свидетельствует о жесткой ферромагнитной компоненте—носителе намагниченности. Медианное размагничивающее поле лежит в интервале 250—600 э. Плавный ход кривой $I_n(h)$ и неизменность направления I_n при чистке свидетельствуют об однокомпонентности I_n , которая стабильна и может считаться первичной.

10. Пашкевич И. К., Соловьев В. Д. О связи статистических характеристик магнитного поля с параметрами источников аномалий. — Геофиз. сб. АН УССР, 1974, вып. 60, с. 53—59.
11. Ширинян К. Г., Бадалян М. С., Гукасян Ю. Г. Некоторые особенности магнитного поля Арагацкого вулканического нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 4, с. 59—73.
12. Horton C. W., Hemphins W. B., Hoffman A. A. J. A Statistical Analysis of Some Aeromagnetic Maps from the Northwestern Canadian Shield.—Geophysics, 1964, v, XXIX, № 4, pp. 582—601.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 51—57, 1986

УДК: 552.323:550.838(479.25)

А. К. КАРАХАНЯН

СТАБИЛЬНОСТЬ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЭФФУЗИВОВ ПАЛЕОГЕНА АРМЕНИИ

Естественная остаточная намагниченность горных пород есть в основном сумма более чем двух компонент. При образовании горной породы (эффузивная, осадочная) она приобретает стабильную первичную остаточную намагниченность (TRM или DRM), которая разрушается относительно медленно при магнитной чистке. Вторичная, изотермическая намагниченность, которую приобретают при последующей «жизни» горной породы «мягкие» домены, менее устойчива к размагничивающим факторам. В настоящей статье приводятся результаты исследования природы и магнитной чистки I_n эффузивов палеогена Армении и на основе их сопоставления с магнитными характеристиками (состав и размер ферромагнитных зерен, коэрцитивные спектры по $I_{rs}(h)$ степень окисления) анализируется такой важный параметр, как стабильность естественной остаточной намагниченности.

Достоверность палеомагнитных построений зависит от надежного определения природы и стабильности первичной намагниченности. Для эффузивов такой обычно является термоостаточная, которая характеризуется наибольшей устойчивостью к действию размагничивающих факторов по сравнению с другими видами намагниченностей [1].

Опираясь на этот принцип, мы использовали методы магнитной чистки (переменным полем и температурой) для удаления вторичных, нестабильных компонент намагниченности и выделения более стабильной компоненты, в предположении первичной. Но вопрос первичности будет решен только в том случае, если будет установлена природа намагниченности стабильной компоненты. Чистка переменным магнитным полем и температурой была проведена по методике [6], исходя из ферромагнитного состава эффузивов палеогена Армении [2]; переменное магнитное поле выбрано основным для выделения стабильной компоненты I_n пород, содержащих магнетит и титаномagnetит, а температурная чистка вместе с переменным полем—для маггемитсодержащих пород.

Результаты лабораторных исследований—выделение первичной намагниченности переменным магнитным полем и температурой, определение природы намагниченности позволили подразделить эффузивы палеогена по стабильности их намагниченности на три группы.

Первая группа. К этой группе относятся образцы, ферромагнитная фракция которых в основном представлена магнетитом и титаномagnetитом. Результаты чистки переменным магнитным полем приведены в виде графиков (рис. 1а). Образцы этой группы имеют выпуклую (от координатной оси) кривую размагничивания. Незначительное уменьшение величины I_n в полях до 600—700 э свидетельствует о жесткой ферромагнитной компоненте—носителе намагниченности. Медианное размагничивающее поле лежит в интервале 250—600 э. Плавный ход кривой $I_n(h)$ и неизменность направления I_n при чистке свидетельствуют об однокомпонентности I_n , которая стабильна и может считаться первичной.

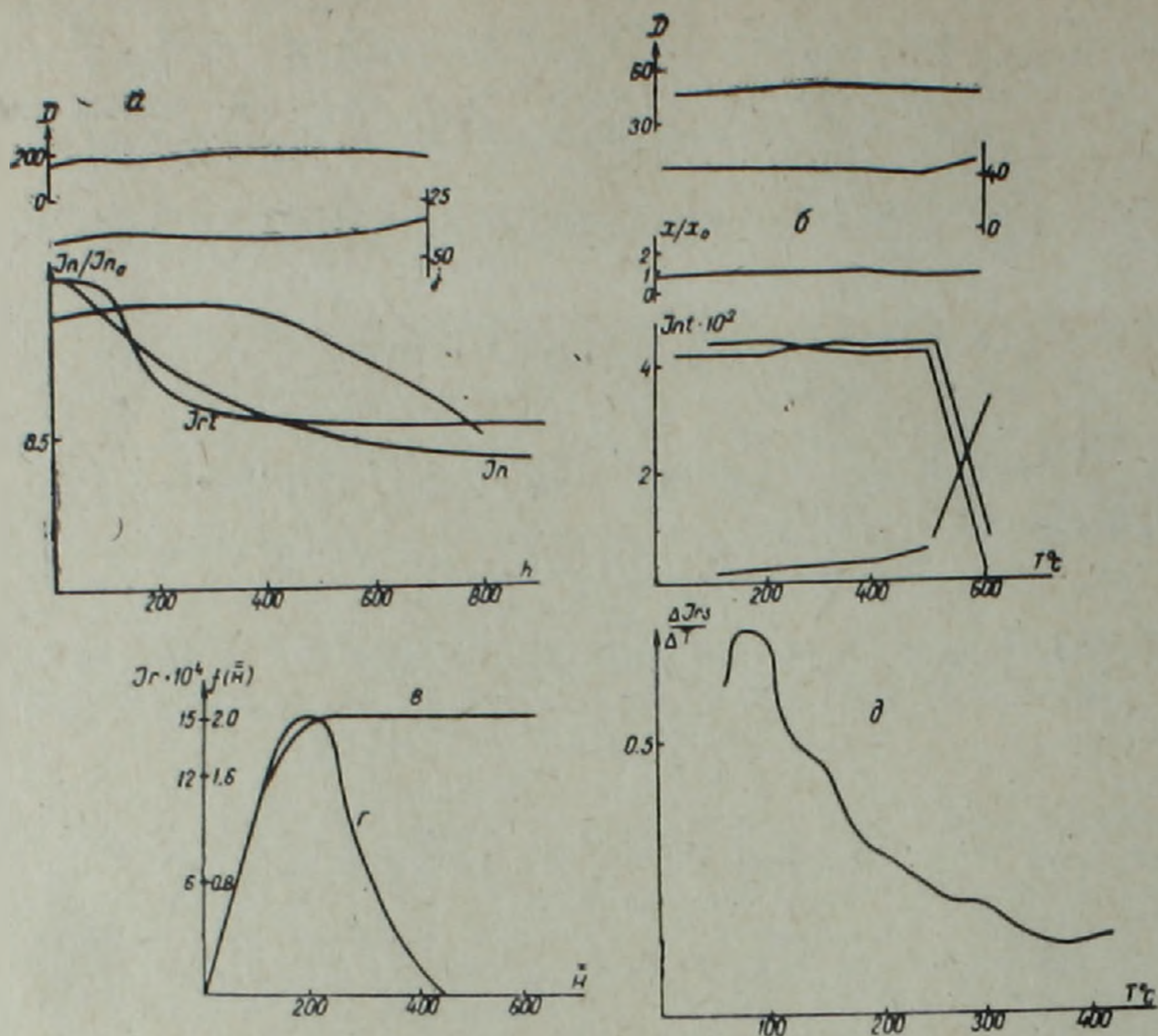


Рис. 1. а—кривые $I_n(h)$, $I_{rl}(h)$ первой группы; б—кривые Телье; в— $I_r(H)$; г—КС по $I_r(H)$; д—кривая зависимости $\frac{\Delta I_{rs}}{\Delta T}(T)$.

Для установления природы намагниченности стабильной компоненты I_n использовался метод последовательных нагревов Телье [5]. Образцы этой группы характеризуются вполне надежными кривыми Телье (рис. 1б). Кривые показывают, что образцы характеризуются высокой стабильностью I_n к нагревам до 500—600°C. Неизменность направления I_n в интервале 200—500°C, а иногда и до 600°C свидетельствует о высокой стабильности намагниченности. Направление I_n не меняется и при переходе через точку Кюри титаномagnetита ($T_n = 250—300^\circ\text{C}$). Это свидетельствует о том, что I_n магнетита и титаномagnetита, выявленные термомагнитным анализом этих пород [2], образовались одновременно. Форма кривых Телье, а также близость значений коэффициента $K = I_{rl}/I_{rl\text{наб}}$ (табл. 1) для различных температурных интервалов свидетельствуют о термоостаточном происхождении I_n и ее синхронности процессу остывания лав. Термоостаточная природа I_n эффузивов этой группы подтверждается и кривыми разрушения переменным магнитным полем I_n и искусственно созданной I_{rl} на дубликатах тех же образцов.

Таблица 1

№ образца, возраст	Полярность	100°	200°	300°	400°	500°	$K_{\text{ср}}$
83—Pg ₃	N	0,97	0,08	1,00	1,02	1,02	0,99
125—Pg ₃	R	0,78	0,74	0,77	0,75	0,76	0,76
28—Pg ₃	N	0,81	0,85	0,87	0,87	0,76	0,79
292—Pg ₃	R	0,92	0,89	0,93	0,98	0,98	0,95

Отношение I_n/I_{rl} изменяется в пределах 0,8—1,2, т. е. близко к единице (рис. 1а), значение постоянного поля, в котором создавалась I_{rl} , равно I_n ($I_e = 0,4—1,0$ э). На рис. 1 в, г даны кривая нормаль-

ного намагничивания и коэрцитивный спектр по начальной части кривой $I_r(H)$. Величина насыщающего поля находится в пределах 2500 э, а H'_c лежит в пределах 300—450 э. На коэрцитивных спектрах по $I_r(H)$ наблюдается максимум в пределах 200 э. Эти параметры, а также выполнение законов Телье и палеомагнитная стабильность пород скорее всего говорят об однодоменности носителей I_n .

Микроскопические исследования показали, что основными рудными минералами являются магнетит и титаномагнетит, с размерами зерен 0,01 мм.

Под влиянием гипергенеза магнитные параметры (в частности, направление I_n , состав) магнетитсодержащих горных пород могут претерпевать изменения. Это может привести к получению ложной, не характерной для времени образования пород картины геомагнитного поля.

Нагрев образца до 150—200°C рекомендуется для выявления изменений магнетитсодержащих горных пород. Охлажденный образец, измененный под влиянием физико-химических процессов, будет иметь большее значение магнитной восприимчивости и меньшее I_{rs} чем до нагрева. Более удобным способом выявления изменений магнетитсодержащих пород является переход от кривых $I_{rs}(t)$ к кривым $\Delta I_{rs}/\Delta T$ [1].

Наличие максимума на термомагнитных кривых в районе 150°C

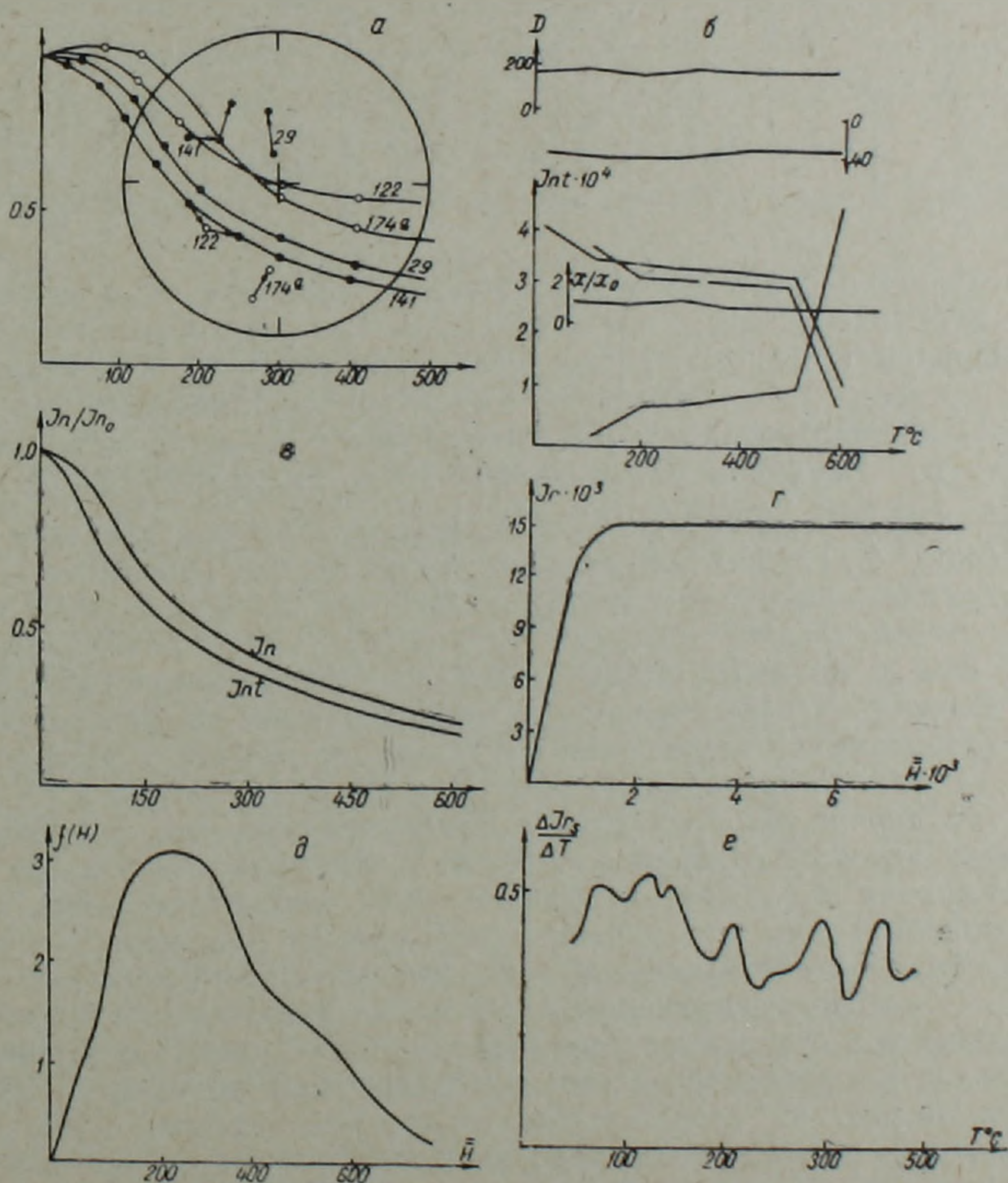


Рис. 2. а—кривые $I_n(h)$ в одной группе; б—Телье; в— $I_n(h)$ и $I_{rt}(h)$; г, д— $I_r(H)$ и КС по $I_r(H)$; е— $\frac{\Delta I_{rs}}{\Delta T}(T)$.

будет свидетельствовать об окисленности образца. На рис. 1 д приводится характерная кривая $\Delta I_{rs}/\Delta T$ образцов этой группы. Отсутствие пика в районе 150° позволяет нам считать образцы этой группы «чистыми» в смысле окисления и палеомагнитно стабильными.

Вторая группа. Соответствует образцам, ферромагнитная фракция которых состоит из магнетита и титаномаггемита. Первичная намагниченность выделена переменным магнитным полем (рис. 2 а). До полей $150\text{—}250$ э происходит спад величины I_n , меняется и направление намагниченности, связанное с титаномаггемитом. Медианное размагничивающее поле варьирует в пределах $200\text{—}350$ э. Стабильность зависит от содержания минералов, неустойчивых к переменному полю. При дальнейшем увеличении размагничивающего поля направление I_n не меняется. Это значит, что нестабильные минералы вторичны и обладают скорее всего вязкой намагниченностью. Кривые Телье этой группы можно считать надежными (рис. 2 б). До $200\text{—}250^\circ\text{C}$ наблюдается незначительный спад I_n , связанный с титаномаггемитом, изменяется и направление. Далее оно стабилизируется до $500\text{—}600^\circ\text{C}$, коэффициент K претерпевает незначительные изменения (табл. 2). Вид кривых Телье, близость коэффициента K свидетельствуют о *TRM* образцов этой группы и ее синхронности процессу остывания лав. Отношение I_n/I_{rt} колеблется в пределах от

Таблица 2

№ образца, возраст	Полярность	100°	200°	300°	400°	500°	K_{cp}
77—Pg ₂ ³	N	0,93	1,02	1,00	1,00	0,97	0,98
81—Pg ₂ ³	N	0,90	0,96	1,00	1,00	0,98	0,97
29—Pg ₂ ²	R	0,94	1,00	0,96	0,85	0,90	0,93
32—Pg ₂ ³	N	0,83	0,93	0,86	0,87	0,89	0,89

0,83 до 0,94 (рис. 2 в). Некоторый разброс величины K и отношения I_n/I_{rt} объясняется наличием в этих образцах нестабильных к нагревам минералов (титаномаггемит), что может привести к образованию *CRM*, которая может нарушить закон пропорциональности *TRM* намагничивающему полю. Следствием этого может быть разброс значений K . Величина $H_{нас}$ 2000 э, а H_{cs} $250\text{—}300$ э (рис. 2, г). Коэрцитивный спектр по $I_r(H)$ имеет максимум в пределах $100\text{—}300$ э (рис. 2 д). По оптической микроскопии выделены зерна титаномагнетита размерами от $0,01$ до $0,05$ мм. На рис. 2 е дана характерная кривая $\Delta I_{rs}/\Delta T$ образцов этой группы. Эти кривые (незначительный пик в пределах 150°C) свидетельствуют о «чистоте» или о незначительной степени окисления образцов этой группы. Применение термомагнитных исследований (Телье) на образцах этой группы сделало их вполне пригодными для палеомагнитных целей.

Третья группа. К этой группе относятся образцы, ферромагнитный состав которых содержит магнетит и маггемит. На рис. 3 а представлена кривая $\Delta I_{rs}/\Delta T$, в области 150°C наблюдается пик, свидетельствующий о том, что образцы этой группы окислены и, по всей вероятности, не стабильны и не пригодны для палеомагнитных исследований. С целью установления несут ли эти породы палеомагнитную информацию мы провели ряд исследований, основное внимание при этом уделив температурным методам выделения первичной намагниченности. На рис. 3 б представлена характерная кривая $I_n(t)$. Часть I_n , связанная с маггемитом, разрушается в температурном интервале от 200 до 300°C . Изменяется и направление I_n до этих температур. Далее скорость уменьшения I_n замедляется, а выше $300\text{—}350^\circ\text{C}$ направление I_n стабилизируется. На рис. 3 в дана кривая $I_n(h)$ этой группы. До $200\text{—}300$ э происходит изменение направления I_n и спад ее величины. Это изменение связано с намагниченностью, носи-

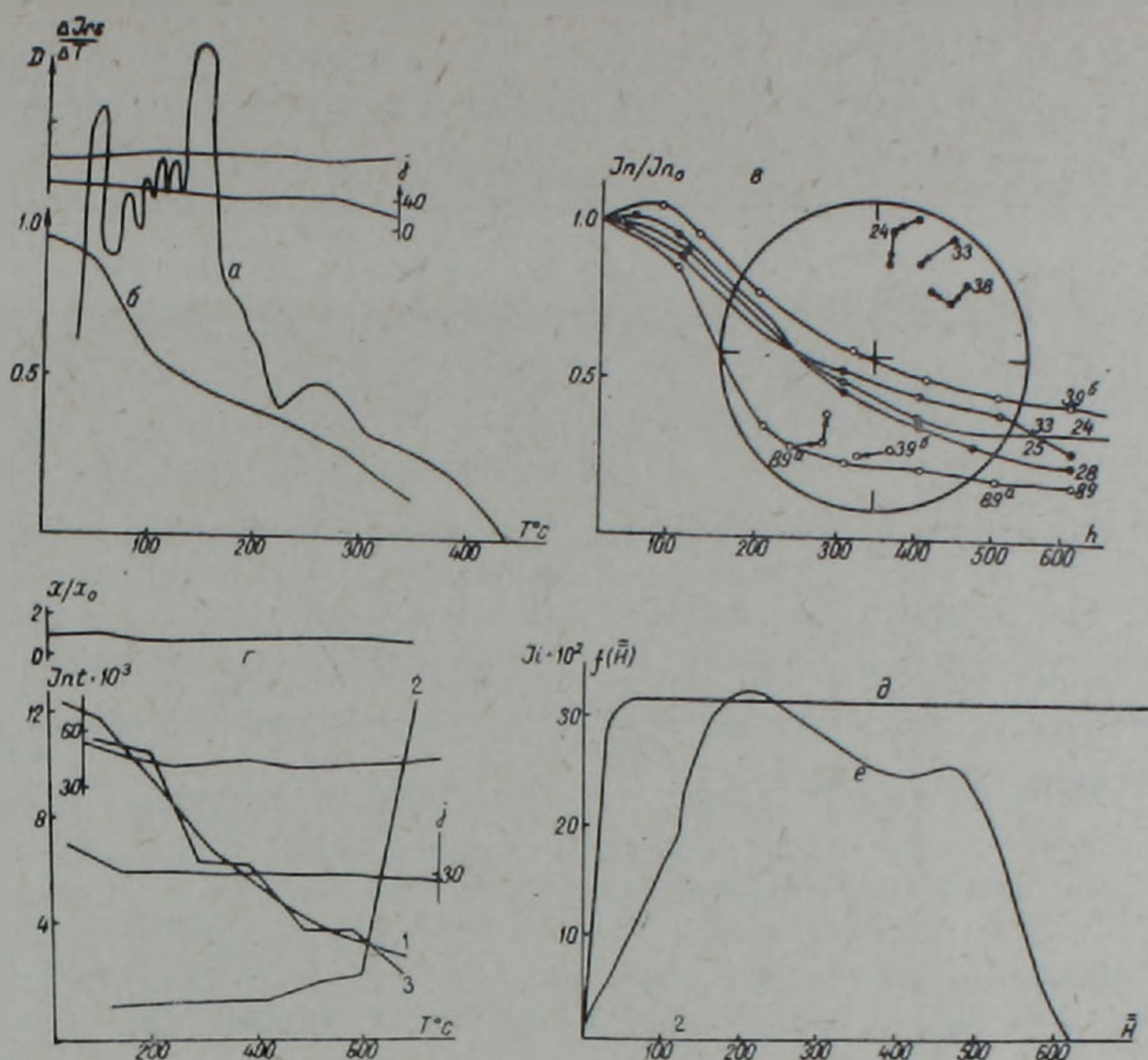


Рис. 3. а—кривые $\frac{\Delta I_{rs}}{\Delta T}$ (Т) третьей группы; б— $I_n(t)$; в— $I_n(h)$; г—Телье; д, е— $I_r(H)$ и КС по $I_r(H)$.

телем которой является маггемит. С повышением амплитуды переменного поля направление I_n стабилизируется.

Кривые Телье этой группы не надежны (рис. 3г). В пределах 250—400°C наблюдается резкий спад I_n , связанный с маггемитом. В интервале 250—400° четко наблюдается фазовый переход маггемита в гематит. Изменяется и направление. Коэффициент K варьирует (табл. 3).

Таблица 3

№ образца, возраст	Полярность	100°	200°	300°	400°	500°	K_{cp}
379—Pg ₂	N	0.75	0.69	0.57	0.61	0.63	0.65
90—Pg ₂	R	1.03	1.03	1.03	0.77	0.44	0.85
334—Pg ₂	N	0.83	0.84	0.71	0.65	0.68	0.74
194—Pg ₂	R	0.97	0.97	0.91	1.09	1.00	0.99

Для уверенного выделения I_n^0 образцов этой группы использован геофизический критерий палеомагнитной надежности [4]: направление стабильной компоненты I_n образцов этой группы сравнено с направлением I_n одновозрастных пород из первой группы с TRM (табл. 4).

Их хорошее соответствие дало нам право считать компоненту I_n , связанную с магнетитом образцов третьей группы, первичной и синхронной процессу остывания лав. Таким образом, намагниченность образцов третьей группы двухкомпонентна. Нестабильная компонента связана с маггемитом, а носителем стабильной компоненты I_n является магнетит.

Таблица 4

Район , возраст	Тип пород	К-во образцов	I группа		3 группа	
			D	J	D	J
Бзовдал Pg ₂	Порифириты, туфогены	14	330	43	351	49
Сариар	—	10	352	53	2	44
с. Байбурт-Гохт Pg ₂	Туфопесчаники	—	—	—	340	42

Исследования по методу Телье и термочистка выделили намагниченность, связанную с первичным магнетитом. Это позволяет предположить, что магнетит в этих образцах не затронут окислением. Окислены скорее всего вторичные минералы—маггемит, титаноматггемит, что и подтверждается кривыми $\frac{\Delta I_s}{\Delta T}(T)$. Величина $H_{HAC} = 1000$ э

а $H_{CS} = 250$ э. Коэрцитивный спектр характеризуется размытым максимумом в пределах 200—400 э (рис. 3д, е). Эти параметры характерны для крупных зерен магнетита. Размытость и дополнительный перегиб на коэрцитивных спектрах свидетельствуют об измененности пород. По оптической микроскопии выделены магнетит магматический (размер зерен 0,01 мм) и титаноматггемиты (?).

В ы в о д ы

Эффузивы палеогенового возраста территории Армянской ССР по стабильности их естественной остаточной намагниченности делятся на три группы. Стабильность зависит как от ферромагнитного состава, так и от степени окисления пород. Естественная остаточная намагниченность эффузивов в основном двухкомпонентна. Первичная намагниченность имеет термоостаточное происхождение и синхронна процессу остывания лав. Носителем *TRM* являются магнетит и титаноматггемит. Вторичная нестабильная компонента связана с маггемитом и титаноматггемитом.

Для выделения направления первичной намагниченности окисленных образцов необходимо использовать температурный метод магнитной чистки.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН АрмССР

Поступила 19. I. 1984.

Ա. Կ. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ԷՖՈՒԶԻՎ ԱՊԱՐԵՐԻ ԲՆԱԿԱՆ ՄՆԱՅՈՐԴԱՅԻՆ
ՄԱԳՆԵՒԻՏԱՅՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ԿԱՅՈՒՆՈՒԹՅՈՒՆՆ ՈՒ ԾԱԳՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի բնատարածքի պալեոգենի էֆուզիվ ապարների հնէամագնիսական հատկությունների ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս դրանց բնական մնացորդային մագնիսացվածությունը՝ ըստ իր կայունության և այն առաջացնող ֆերրոմագնիսական միներալների, բաժանել երեք խմբի: Պարզվել է, որ ուսումնասիրված ապարների առաջային /n-ը ունի չերմամնացորդային ծագում, որի կրողներն են մագնետիտն ու տիտանոմագնետիտը:

STABILITY AND ORIGIN OF PALEOGENE EFFUSIVE ROCKS NATURAL RESIDUAL MAGNETIZATION IN ARMENIA

A b s t r a c t

The Paleogene effusive rocks paleomagnetic investigations have allowed to divide their natural residual magnetization into three groups according to the magnetization stability and ferromagnetic minerals. The investigated rocks initial I_n has a thermoresidual origin, carriers of which are magnetite and titanomagnetite.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багин В. И., Бураков К. С. Особенности кристаллизации ферромагнетиков в подводных океанических базальтах. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 12, с. 84—87.
2. Караханян А. К. Терромагнитные исследования палеогеновых эффузивов Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 71—76.
3. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965, 346 с.
4. Нгуень Тхи Ким Тхое. Обоснование надежности палеомагнитных данных при решении палеотектонических задач. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. физ.-мат. наук, М.: 1978, 24 с.
5. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 9, с. 1296—1331.
6. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967, с. 251.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 57—60, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4/479.25/(084.3)

А. Л. ПАНОСЯН

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЭРОЗИОННОЙ РАСЧЛЕНЕННОСТИ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ЗАНГЕЗУРА)

Балльная оценка геоморфологических и других природных статических, динамических показателей и характеристик в последнее время часто применяется в географических и геоморфологических исследованиях при решении как научных, так и конкретных практических задач. Для получения объективной картины эрозионной расчлененности и степени интенсивности флювиальной денудации целесообразно установить суммарный показатель, включающий в себе те основные количественные показатели, которые являются результатом воздействия на земную поверхность эрозионных и других рельефообразующих процессов и в свою очередь определяют характер и интенсивность этих процессов.

Для всесторонней характеристики эрозионной расчлененности горного рельефа нами применена балльная система оценки ряда морфометрических показателей рельефа, разработанная рядом исследователей [1, 2, 3 и др.]. Методика определения и картографирования морфометрических показателей по сумме баллов состоит в следующем: крупномасштабная топокарта изучаемой территории покрывается сетью квадратов, величина которых составляет 4 км² в натуре. В каждом квадрате определяют коэффициенты густоты и глубины расчлене-

STABILITY AND ORIGIN OF PALEOGENE EFFUSIVE ROCKS NATURAL RESIDUAL MAGNETIZATION IN ARMENIA

A b s t r a c t

The Paleogene effusive rocks paleomagnetic investigations have allowed to divide their natural residual magnetization into three groups according to the magnetization stability and ferromagnetic minerals. The investigated rocks initial I_n has a thermoresidual origin, carriers of which are magnetite and titanomagnetite.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багин В. И., Бураков К. С. Особенности кристаллизации ферромагнетиков в подводных океанических базальтах. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 12, с. 84—87.
2. Караханян А. К. Терромагнитные исследования палеогеновых эффузивов Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 71—76.
3. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965, 346 с.
4. Нгуень Тхи Ким Тхое. Обоснование надежности палеомагнитных данных при решении палеотектонических задач. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. физ.-мат. наук, М.: 1978, 24 с.
5. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 9, с. 1296—1331.
6. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967, с. 251.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 57—60, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4/479.25/(084.3)

А. Л. ПАНОСЯН

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЭРОЗИОННОЙ РАСЧЛЕНЕННОСТИ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ЗАНГЕЗУРА)

Балльная оценка геоморфологических и других природных статических, динамических показателей и характеристик в последнее время часто применяется в географических и геоморфологических исследованиях при решении как научных, так и конкретных практических задач. Для получения объективной картины эрозионной расчлененности и степени интенсивности флювиальной денудации целесообразно установить суммарный показатель, включающий в себе те основные количественные показатели, которые являются результатом воздействия на земную поверхность эрозионных и других рельефообразующих процессов и в свою очередь определяют характер и интенсивность этих процессов.

Для всесторонней характеристики эрозионной расчлененности горного рельефа нами применена балльная система оценки ряда морфометрических показателей рельефа, разработанная рядом исследователей [1, 2, 3 и др.]. Методика определения и картографирования морфометрических показателей по сумме баллов состоит в следующем: крупномасштабная топокарта изучаемой территории покрывается сетью квадратов, величина которых составляет 4 км² в натуре. В каждом квадрате определяют коэффициенты густоты и глубины расчлене-

ского и южные склоны Мегринского хребтов и характеризуется исключительно сильно расчлененным горным рельефом, при больших амплитудах относительных и абсолютных высот. Здесь хорошо выражены три основных пояса рельефа: высокогорный, среднегорный и низкогорный [2].

В высокогорном поясе преобладают нивально-ледниковые формы рельефа с реликтами последнего оледенения в виде карров, трогов, боковых и конечных морен. Эти формы особенно ярко выражены в верховьях р. Мегри и в Зангезурском хребте. На этих участках эрозионное расчленение рельефа относительно слабое. Здесь суммы баллов морфометрических показателей до 25. Таким расчленением характеризуются также некоторые слабо-пологие, сглаженные водораздельные участки Мегринского хребта. Остальные части высокогорного пояса, особенно склоны Зангезурского хребта, отличаются довольно сильным эрозионным расчленением (суммы баллов более 30). Склоны гор очень крутые ($30-40^{\circ}$), широко распространены вертикальные уступы, обрывы, скалы. В верховьях рек часто встречаются глубокие, густо и радиально изрезанные водосборные воронки.

Среднегорный пояс располагается на высотах 1500—2700 м, в основном имеет эрозионный характер и интенсивно расчленен глубокими (300—500 м и более) V-образными речными долинами. Значительная часть пояса покрыта лесами, которые ослабляют процессы выветривания и денудации. Наиболее активно протекает глубинная речная эрозия. В среднегорном поясе доминируют участки с эрозионной расчлененностью 31—35 баллов, а иногда более 36 баллов. Эти участки приурочены к юго-восточным склонам Зангезурского хребта, в бассейне р. Ньюади и других частях пояса. Минимальные суммы баллов (21—25) наблюдаются в правобережной части среднего течения бассейна р. Мегри. Эти участки представляют слабонаклонные денудационные поверхности и эрозионные террасы.

Таблица 1

Шкала оценок морфометрических показателей по баллам

Густота расчленения		Глубина расчленения		Частота-овражно-олинной сети		Углы уклона		Экспозиция склонов	
коэффициенты (км/км ²)	баллы	коэффициенты (м/км ²)	баллы	количество долин на 1 км ²	баллы	градусы	баллы	экспозиция	баллы
до 0,2	1	до 20	1	до 0,2	1	до 1°	1	ровные и слабо-наклонные поверхности до 39	1
0,2—0,4	2	20—40	2	0,2—0,4	2	1°—3°	2	северные	2
0,4—0,6	3	40—60	3	0,4—0,8	3	3°—5°	3	северо-восточные	3
0,6—0,8	4	60—80	4	0,8—1,2	4	5°—10°	4	северо-западные	4
0,8—1,0	5	80—100	5	1,2—1,6	5	10°—15°	5	восточные	5
1,0—1,4	6	100—120	6	1,6—2,0	6	15°—20°	6	западные	6
1,4—1,8	7	120—140	7	2,0—2,4	7	20°—30°	7	юго-восточные	7
1,8—2,2	8	140—160	8	2,4—2,8	8	30°—40°	8	юго-западные	8
2,2—2,6	9	160—180	9	2,8—3,2	9	40° и более	9	южные	9
2,6 и более	10	180 и более	10	3,2 и более	10				

Низкогорный пояс района представляют аридно-денудационные горы, сильно расчлененные оврагами, сухими долинами южных отрогов Мегринского и Зангезурского хребтов. В условиях аридного полупустынного климата и разреженной растительности, на интрузивных породах, которые здесь имеют широкое развитие, интенсивно протекает термическое выветривание, образованы остроконечные, зазубренные, скалистые вершины. Пояс резко расчленен долинами левых притоков Аракса, рр. Мегри, Масрик, Шванидзор, Ньюади, многочисленными временными потоками и оврагами. Последние обычно короткие (от 700 м до 3,5 км), падение крутое ($20-30^{\circ}$), особенно в верховьях. В низовьях они заканчиваются конусами выносов, которые сливаются между собой, образуя предгорный шлейф. Здесь сумма баллов

составляет 30 и более. Наименьшие суммы баллов (20—25) наблюдаются только в Агаракской котловине и восточнее с. Ньюади.

Итак, территория Южного Зангезура характеризуется интенсивным эрозионным расчленением и наибольшими значениями морфометрических показателей рельефа, которые резко ухудшаются хозяйственным использованием и дальнейшим освоением района.

Определение и комплексное картирование морфометрических показателей рельефа дают объективные критерии для оценки интенсивности эрозионных процессов, служат важной характеристикой для инженерно-геоморфологического районирования территории, а также для разработки противоэрозионных мероприятий и природоохранных программ.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13. VI. 1985.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геворкян Ф. С. О комплексных морфометрических показателях для характеристики эрозионного расчленения в горных районах. «Геоморфология», № 3, 1972.
2. Зограбян Л. Н. Южно-Зангезурский подрайон. В кн.: «Геология АрмССР», т. 1, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962.
3. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картирование. Недра, М., 1975.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 60—63, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.344.6.094.92

А. А. СААКЯН

АНОМАЛИИ ВРЕМЕН ПРОБЕГА Р-ВОЛН И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СРЕДЫ НА КАВКАЗЕ

В работах [1, 2] были подробно изучены кинематические особенности времен пробега Р-волн от землетрясений Армянского нагорья. В результате была рассчитана осредненная скоростная модель земной коры Кавказа, состоящая из четырех слоев с мощностями 6, 8, 13 и 21 км и со скоростями продольных волн в них 4,60, 5,65, 6,21, 6,67 км/с. Скорость на границе земной коры составляет 7,94 км/с. Эта модель легла в основу построения осредненного регионального годографа Армянского нагорья (ОРГАН) [3].

В данной работе рассматриваются станционные аномалии времен пробега Р-волн по отношению к ОРГАН в свете геолого-геофизических представлений. При этом использовались наблюдения стационарных сейсмических станций Кавказа и характерное распределение очагов землетрясений Армянского нагорья [1].

На основании анализа станционных поправок и других достаточно надежных геофизических данных построена схема изолиний поверхности Мохоровичича для Кавказа в целом (рис. 1). Отметим, что наиболее глубокая граница Мохо характерна для мегантиклинория Большого Кавказа и антиклинория Малого Кавказа. Наименьшая глуби-

составляет 30 и более. Наименьшие суммы баллов (20—25) наблюдаются только в Агаракской котловине и восточнее с. Ньюади.

Итак, территория Южного Зангезура характеризуется интенсивным эрозионным расчленением и наибольшими значениями морфометрических показателей рельефа, которые резко ухудшаются хозяйственным использованием и дальнейшим освоением района.

Определение и комплексное картирование морфометрических показателей рельефа дают объективные критерии для оценки интенсивности эрозионных процессов, служат важной характеристикой для инженерно-геоморфологического районирования территории, а также для разработки противоэрозионных мероприятий и природоохранных программ.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13. VI. 1985.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геворкян Ф. С. О комплексных морфометрических показателях для характеристики эрозионного расчленения в горных районах. «Геоморфология», № 3, 1972.
2. Зограбян Л. Н. Южно-Зангезурский подрайон. В кн.: «Геология АрмССР», т. 1, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1962.
3. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картирование. Недра, М., 1975.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 60—63, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.344.6.094.92

А. А. СААКЯН

АНОМАЛИИ ВРЕМЕН ПРОБЕГА Р-ВОЛН И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СРЕДЫ НА КАВКАЗЕ

В работах [1, 2] были подробно изучены кинематические особенности времен пробега Р-волн от землетрясений Армянского нагорья. В результате была рассчитана осредненная скоростная модель земной коры Кавказа, состоящая из четырех слоев с мощностями 6, 8, 13 и 21 км и со скоростями продольных волн в них 4,60, 5,65, 6,21, 6,67 км/с. Скорость на границе земной коры составляет 7,94 км/с. Эта модель легла в основу построения осредненного регионального годографа Армянского нагорья (ОРГАН) [3].

В данной работе рассматриваются станционные аномалии времен пробега Р-волн по отношению к ОРГАН в свете геолого-геофизических представлений. При этом использовались наблюдения стационарных сейсмических станций Кавказа и характерное распределение очагов землетрясений Армянского нагорья [1].

На основании анализа станционных поправок и других достаточно надежных геофизических данных построена схема изолиний поверхности Мохоровичича для Кавказа в целом (рис. 1). Отметим, что наиболее глубокая граница Мохо характерна для мегантиклинория Большого Кавказа и антиклинория Малого Кавказа. Наименьшая глуби-

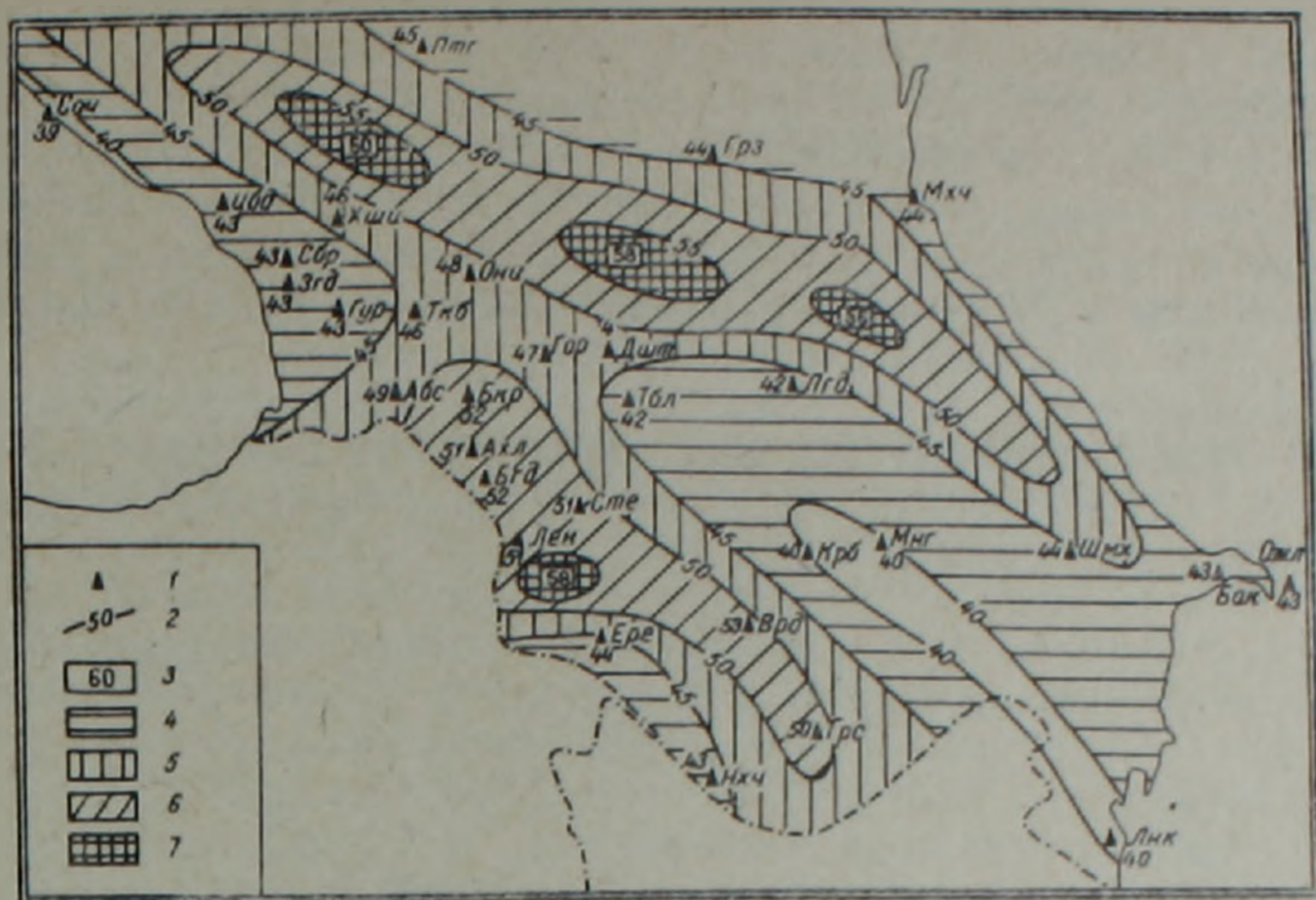


Рис. 1. Изолинии глубины поверхности Мохоровичича. 1—станции со значениями мощности земной коры; 2—изолинии границы Мохоровичича; 3—литературные данные; 4, 5, 6, 7—глубина поверхности Мохоровичича, меняющаяся в пределах 40—45; 45—50; 50—55; 55—60 км соответственно.

на этой границы оказывается для Предкавказского передового прогиба и Куринского и Рионского межгорных прогибов.

Переход от полей станционных поправок к полям скоростей P -волн осуществлялся на основании дифференцирования вдоль сейсмических лучей, в результате чего определялись скорости в отдельных слоях по формуле:

$$V_p'' = \frac{\Delta_l - \Delta_f}{(\Delta_l - \Delta_f)/V_p^r + (\alpha_l - \alpha_f)} \quad (1)$$

где V_p'' —искомая граничная скорость P -волн, V_p^r —граничная скорость по годографу, Δ_l , Δ_f —эпицентральные расстояния станций, α_l , α_f —станционные поправки.

Далее рассчитывались их отклонения от теоретических значений в соответствии с найденным нами осредненной модели земной коры Кавказа:

$$\delta V_p = V_p'' - V_p^r \quad (2)$$

Расчет δV_p производился по профилям очаговая зона—сейсмические станции для глубин, соответствующих границам раздела, в соответствии с осредненной модели. Полученные дискретные значения δV_p осреднялись. В результате построены схемы их изолиний для глубин 6, 14, 27 и 48 км (рис. 2 а, б, в, г). Величины δV_p рассматривались в зависимости от азимута каждой станции на эпицентр. В тех случаях, когда они совпадали с точностью 0,05 км/с, они осреднялись.

На глубине $H_1 = 6$ км (рис. 2, а) наблюдаются высокоградиентные зоны скоростей между станциями «Бакуриани»—«Ахалкалаки», «Богдановка»—«Ахалкалаки», «Богдановка»—«Ленинакан», «Богдановка»—«Степанаван», «Каджаран»—«Горис», «Каджаран»—«Нахичеван».

Для глубины $H_2 = 14$ км к С—СЗ от Еревана наблюдается низкоскоростная зона, тогда как к Ю—ЮВ выделяется высокоскоростная зона. К ЮЗ от Вардениса наблюдается уменьшение скорости и ее увели-

чение к ЮВ. На этой же глубине выделяются низкоскоростные блоки земной коры в районе станций «Оки»—«Гори»—«Душети», «Богдановка»—«Ленинакан», антиклинория Малого Кавказа и высокоскоростные блоки в районах северо-западнее г. Ахалкалаки и Приараксинского прогиба; а также Куринской депрессии между городами Тбилиси и Кировабадом. Между городами Тбилиси с юга, Душети и Гори с севера и северо-запада, а также между Ахалкалаки и Богдановкой, Варденисом и Кировабадом, Нахичеваном и Горисом, Они и Ткибули выделены зоны больших градиентов скоростей.

Выделенные выше на глубинах 6 и 14 км высокоградиентные блоки земной коры наблюдаются и на глубине $H_3=27$ км (рис. 2 в). Здесь отчетливо выделяется также высокоградиентная переходная зона между г. Зугдиди и г. Гегечкори.

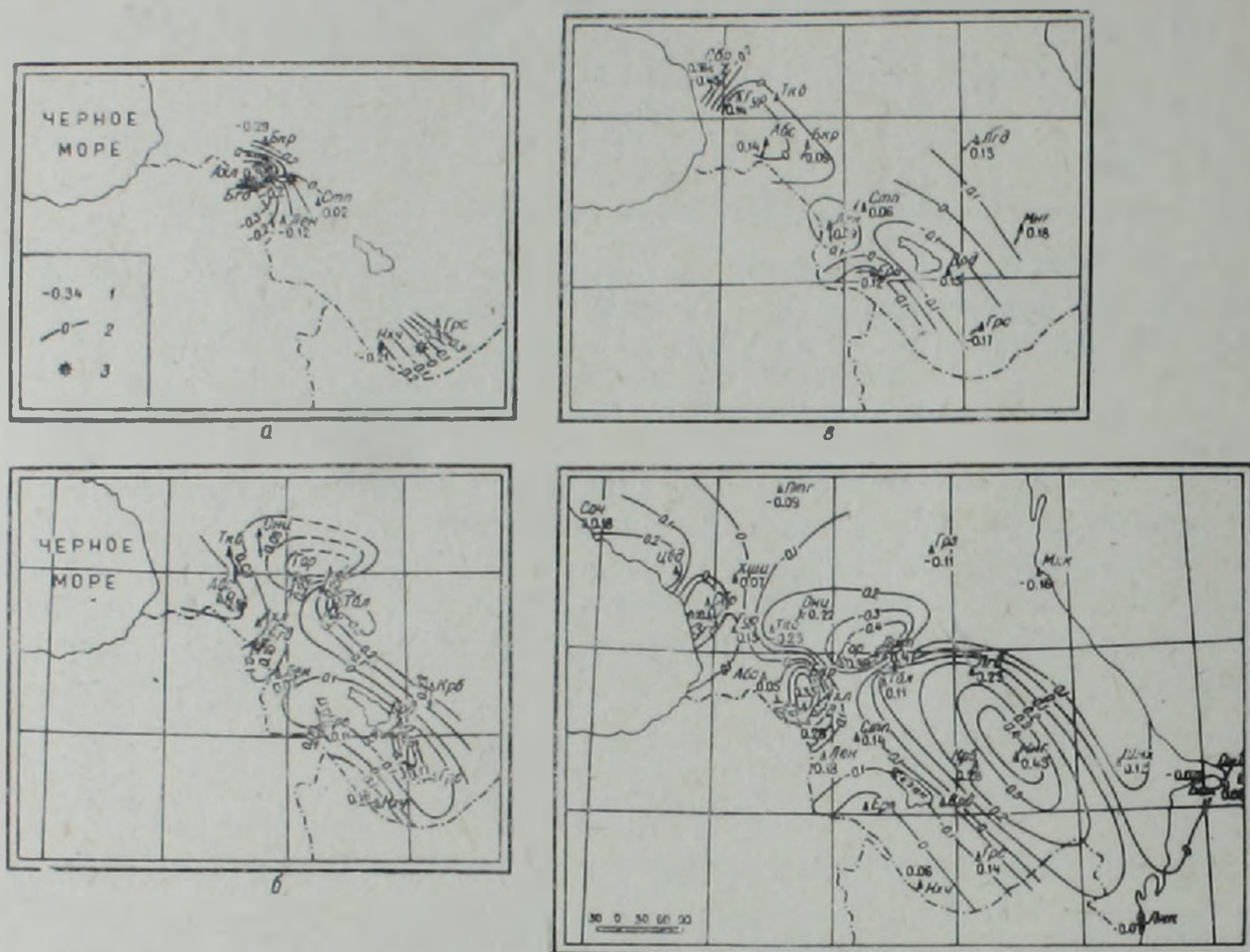


Рис. 2. Изолинии значений δV_p . а, б, в, г—для глубин 6, 14, 27 и 48 км соответственно. 1—станции со значениями δV_p ; 2—изолинии δV_p ; 3—центр эпицентральной зоны.

На глубине $H_4=48$ км картина более полная, т. к. наблюдения имеются для всех станций, кроме «Еревана» и «Вардениса» (рис. 2 г).

Как видно, среда на этой глубине сильно неоднородна; выделяются низкоскоростные блоки в районах Саберио и Зугдиди, Грузинской глыбы, которая в районе Гегечкори пересекается высокоскоростным блоком. Низкими скоростями характеризуется также район антиклинория Малого Кавказа, который к югу в районе Араксинского прогиба переходит в высокоскоростную зону. На глубинах 14 и 27 км в районе Джавахетского хребта наблюдались отрицательные значения δV_p , а на глубине $H_4=48$ км они становятся положительными. Высокоградиентные зоны скоростей наблюдаются между Цебельдой и Саберио, Зугдиди и Гегечкори, Гегечкори и Ткибули, Ткибули и Абастумани, Ткибули, Гори и Бакуриани, Бакуриани, Ахалкалаки и Абастумани, Богдановкой и Ленинаканом, Степанаваном, Гори, Душети и Тбилиси, Душети и Лагодехи, Лагодехи и Грозным, Лагодехи и Мингечауром, Мингечауром и Шемахой, Варденисом и Кировабадом, Степанаваном и Тбилиси, Горисом и Нахичеваном.

Из рассмотренных схем скоростей следует, что в выделенных на основании изолиний поверхности Мохоровичича мегаблоках Кавказа (рис. 1) отмечаются менее крупные блоки земной коры, т. е. наблюдается резко выраженная слоисто-блоковая структура, причем отдельные блоки отличаются и уровнем главных границ раздела, и скоростными параметрами слоев.

В ы в о д ы

Полученные результаты указывают на большую информативность сейсмологических данных по наблюдениям сейсмических станций Кавказа от землетрясений Армянского нагорья, о временах пробега Р-волн, координаты гипоцентров которых определены по осредненному региональному годографу Армянского нагорья. Для дальнейшей детализации полученных результатов необходимо систематическое накопление данных о временах пробега Р-волн возможно большего числа сейсмических станций. Полученные данные о высокоградиентных зонах скоростей волн Р с уточненными о распределении эпицентров позволяют подойти к вопросу о выявлении границ глубинных разломов в земной коре.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 11. X. 1983.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Саакян А. А. Эпицентральные поправки к стандартному годографу Джеффриса—Буллена для Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 5, с. 75—81.
2. Саакян А. А. Станционные аномалии времен пробега Р-волн от землетрясений Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 1, с. 62—69.
3. Саакян А. А., Гедакян Э. Г., Саргсян Г. В. Результаты применения осредненного регионального годографа Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 6, с. 80—85.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 63—68, 1986

УДК: 550.348.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. О. БАБАЯН

О КОМПЛЕКСНОЙ МЕТОДИКЕ ВЫДЕЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН

Исследование сейсмогенных зон позволяет прогнозировать землетрясения по месту и по силе. Чтобы выяснить сейсмогенность тектонических нарушений, как зон возникновения сильных землетрясений, необходимо рассмотреть их сейсмологические и геолого-тектонические критерии. В качестве примера приведем Ахурянскую сейсмогенную зону (Дигор—Ани—Ленинакан—Гукасян—Джавахатское нагорье).

О сейсмогенности тектонических нарушений свидетельствуют:

1. Сейсмологические критерии сейсмичности.

а) Локализация очагов землетрясений в определенных участках сейсмогенной зоны—в узлах пересечения его с другими тектоническими нарушениями и линейное расположение очагов землетрясений вдоль сейсмогенной зоны.

На протяжении Ахурянского тектонического нарушения такими узлами скопления эпицентров являются узлы пересечения его с Карс—Ани—ст. Арагацским, Баяндур—Талинским, Ленинакан—Кироваканским,

Из рассмотренных схем скоростей следует, что в выделенных на основании изолиний поверхности Мохоровичича мегаблоках Кавказа (рис. 1) отмечаются менее крупные блоки земной коры, т. е. наблюдается резко выраженная слоисто-блоковая структура, причем отдельные блоки отличаются и уровнем главных границ раздела, и скоростными параметрами слоев.

В ы в о д ы

Полученные результаты указывают на большую информативность сейсмологических данных по наблюдениям сейсмических станций Кавказа от землетрясений Армянского нагорья, о временах пробега Р-волн, координаты гипоцентров которых определены по осредненному региональному годографу Армянского нагорья. Для дальнейшей детализации полученных результатов необходимо систематическое накопление данных о временах пробега Р-волн возможно большего числа сейсмических станций. Полученные данные о высокоградиентных зонах скоростей волн Р с уточненными о распределении эпицентров позволяют подойти к вопросу о выявлении границ глубинных разломов в земной коре.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 11. X. 1983.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Саакян А. А. Эпицентральные поправки к стандартному годографу Джеффриса—Буллена для Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 5, с. 75—81.
2. Саакян А. А. Станционные аномалии времен пробега Р-волн от землетрясений Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 1, с. 62—69.
3. Саакян А. А., Гедакян Э. Г., Саргсян Г. В. Результаты применения осредненного регионального годографа Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 6, с. 80—85.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 63—68, 1986

УДК: 550.348.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. О. БАБАЯН

О КОМПЛЕКСНОЙ МЕТОДИКЕ ВЫДЕЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН

Исследование сейсмогенных зон позволяет прогнозировать землетрясения по месту и по силе. Чтобы выяснить сейсмогенность тектонических нарушений, как зон возникновения сильных землетрясений, необходимо рассмотреть их сейсмологические и геолого-тектонические критерии. В качестве примера приведем Ахурянскую сейсмогенную зону (Дигор—Ани—Ленинакан—Гукасян—Джавахатское нагорье).

О сейсмогенности тектонических нарушений свидетельствуют:

1. Сейсмологические критерии сейсмичности.

а) Локализация очагов землетрясений в определенных участках сейсмогенной зоны—в узлах пересечения его с другими тектоническими нарушениями и линейное расположение очагов землетрясений вдоль сейсмогенной зоны.

На протяжении Ахурянского тектонического нарушения такими узлами скопления эпицентров являются узлы пересечения его с Карс—Ани—ст. Арагацским, Баяндур—Талинским, Ленинакан—Кироваканским,

Гукасян—Степанаванским и оз. Мадатапа—Шахназар—Калининским нарушениями близширотного направления. Наблюдается также линейное расположение очагов землетрясений вдоль Ахурянской сейсмогенной зоны [1].

б) Расположение эпицентров слабых землетрясений вдоль сейсмогенных зон свидетельствует о том, что разлом как бы «живет», «дышит».

Данные по слабым землетрясениям, зарегистрированным за последние 45 лет, а также слабым землетрясениям, зарегистрированным станцией «Земля», показывают, что Ахурянское тектоническое нарушение «дышит» и особенно интенсивно—в северной части (Амасийский, Гукасянский районы [1]).

в) Характер плейстосейстовых областей сильных землетрясений—ориентация, размеры, форма и т. д., их связь с геолого-тектонической обстановкой.

В этом отношении хорошим примером может служить Ленинанское землетрясение 1926 года. Конфигурация изосейст достаточно хорошо совпадает с конфигурациями геолого-тектонических структур. Восьмибалльная и семибалльная изосейсты вытянуты вдоль Ахурянского нарушения, а шестибалльная изосейста приблизительно повторяет контуры тектоноизогипсов и границ структурных ярусов (трансгрессивный контакт). Форма и ориентация изосейст позволили определить также почти вертикальное падение плоскости нарушения и некоторые основные параметры очага (по формулам макросейсмического поля Шебалина Н. В. [8]): $I_0=8-9$; $h=7$ км; $l_x=18$ км; $l_z=7$ км; $\chi_{cp}=3.09$ и т. д. [2].

г) Характер перераспределения сейсмических напряжений в сейсмогенной зоне, с изменением направленности проявления сейсмичности. Направление (север-северо-восточное) и скорость (в среднем 1,4 км/час) миграции очагов трех сильных толчков Ленинанского землетрясения 1926 г., тенденция миграции очагов Ахурянской зоны нарушения за время после землетрясения 1926 г. в том же направлении со средней скоростью 1 км/год, а также интенсивность движений земной коры (амплитуда ее поднятия возрастает в намеченном направлении) указывают на процесс перераспределения сейсмических напряжений [1].

д) Изменение скорости сейсмических волн, исходящих из определенных очагов, при прохождении через тектоническое нарушение к станции указывает на наличие сейсмических напряжений в зоне тектонического нарушения [6].

2. Геологические критерии сейсмичности.

а) Степень подвижности вдоль зоны нарушения участков земной коры и разделяющих их разломов не только в современный этап, но и за время истории геологического развития (в основном за мезозой и кайнозой), степень раздробленности или неоднородности, хрупкости или пластичности этих участков (даже в одном и том же участке геологические критерии сейсмичности могут быть разными для различных глубин очагов).

б) Определенную роль в сейсмоактивности структур играет их возраст. Обычно тектонические нарушения пересекают разновозрастные структуры, из которых наиболее активными являются молодые и омоложенные структуры.

К части Ахурянского тектонического нарушения, находящейся в более молодой Среднеараксинской плиоцен-антропогеновой зоне прогибания до Джаджурского хребта, приурочены очаги сильнейших землетрясений зоны (Дигорские, Анийские, Ленинанские), а к территории более древнего возраста (палеогенового, частично позднемиоценового), расположенной севернее,—очаги менее интенсивных землетрясений (Амасийские, Гукасянские) [2].

3. О сейсмогенности тектонических нарушений свидетельствуют также вторичные явления—палеосейсмодислокации и современные

сейсмодислокации. Деформации земной поверхности вследствие землетрясения 1926 года отмечены во всей плейстосейстовой зоне и у с. Агин (трещины параллельно линии тектонического нарушения шириной до 20 см, длиной до 250 м у сс. Гарибджанян, Гетк, Баяндур, Гусаняных, Ширикаван, оседание на 20 см грунта у с. Гетк, обвал части берега р. Ахурян у с. Ширикаван, обвалы камней гор у с. Мармашен).

4. Геофизические критерии сейсмичности.

а) Характер новейших (суммарный эффект поднятий и опусканий отдельных участков земной коры за новейший этап, длительность новейшего этапа в них) и современных (интенсивность, контрастность, наличие быстрых колебательных движений [5]) земной коры.

Геодезические наблюдения за современными движениями земной коры (1940—1972 гг.) показали, что амплитуда ее поднятия возрастает в отмеченном выше север-северо-восточном направлении Ахурянского нарушения.

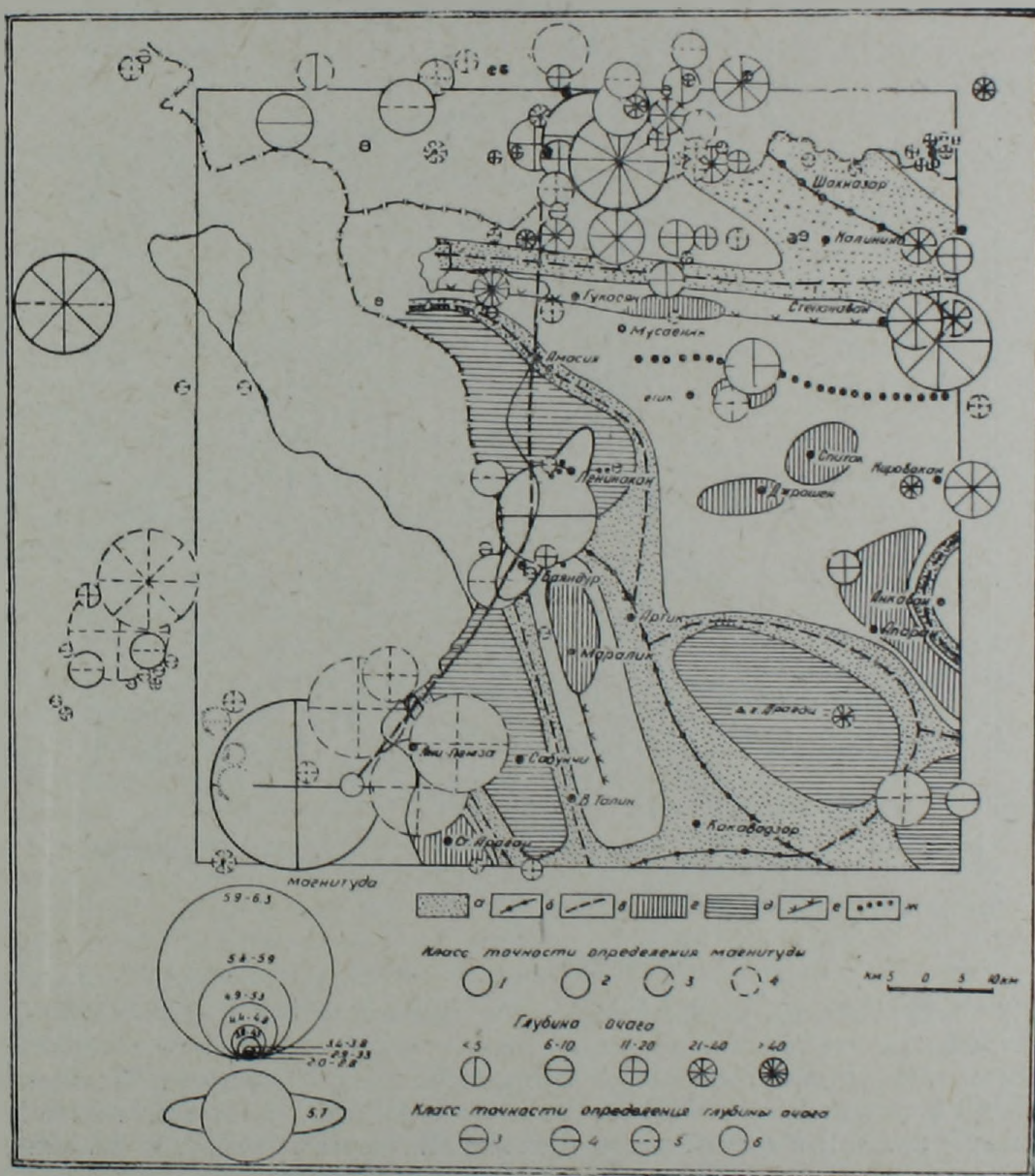


Рис. 1. Выкопировка из схемы тектонического районирования АрмССР по гравиметрическим данным (по Ш. С. Оганисяну) и эпицентры значительных землетрясений северо-западной части АрмССР. а—зоны повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести; б—границы региональных гравитационных зон (разломы глубинного заложения); в—границы отдельных элементов гравитационного поля (разломы различного характера); г—относительные максимумы силы тяжести; д—относительные минимумы силы тяжести; е—оси локальных максимумов силы тяжести; ж—оси локальных минимумов силы тяжести.

б) Приуроченность землетрясений к зонам повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести.

Именно к местам пересечения Ахурянского тектонического нарушения с Анипемзинской (Анийские очаги), Талинской и Артиксской (Ленинаканские очаги) и другими зонами повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести приурочены сильнейшие землетрясения Ахурянской сейсмогенной зоны (рис. 1).

в) Выявление дифференцированных изменений силы тяжести в зоне тектонического нарушения также говорит о наличии накопленных в ней напряжений и о сейсмоактивности ее [7].

г) Измерение модуля полного вектора геомагнитного поля в зоне тектонического нарушения позволяет обнаружить изменение знаков



Рис. 2. Выкопировка из схематической карты выходов минеральных вод АрмССР. 1—аллювиальные, пролювиальные, делювиальные и озерные отложения плиоцена; 2—базальты, андезиты-базальты, андезиты-дациты и др. верхнечетвертичные; 3—вулканические туфы и туфолавы; 4—песчано-глинистые отложения плиоцен-олигоцена; 5—измененные андезиты и их пирокласты, туфобрекчии, туфоконгломераты и др., экструзии кислых пород (липаритов) плиоцен-олигоцена; 6—вулканогенные образования Севано-Ширакского синклинория, Ширакская туфогенная свита эоцена; 7—вулканогенно-осадочные образования (туфы, туфопесчаники, алевролиты, мергели и др.) верхнего-нижнего мела; 8—известняки и мергели верхнего-нижнего мела; 9—диабазовые порфириды и их пирокласты верхнего палеозоя (?); 10—известняки, известково-песчанистые сланцы, кварциты, алевролиты и др. палеозоя; 11—метаморфические сланцы нижнего палеозоя-докембрия; 12—интрузии третичного возраста; 13—интрузии мезозойского возраста; 14—интрузии палеозойского возраста; 15—крупные разрывные нарушения: а) доказанные, б) предполагаемые и погребенные; 16—скважины, фонтанирующие минеральными водами; 17—минеральные источники.

хода геомагнитного поля на разных крыльях нарушения, что свидетельствует о наличии здесь напряжений, особенно, если на крыльях нарушения геомагнитное поле изменяется в противофазе [8].

5. Гидрогеологические критерии сейсмичности.

а) Приуроченность к различным участкам сейсмогенной зоны минеральных источников. Непосредственно к Ахурянской сейсмогенной зоне приурочены минеральные источники, расположенные у населенных пунктов Исаакян, Норабер, Баяндур, Еразгаворс, Амасия, Гукгсян, в эпицентральной зоне Ахалкалакского землетрясения 1899 г. (рис. 2).

б) Исчезновение или появление новых источников, что связано с разрывом или нарушением сплошности водоупоров, смыканием или раскрытием трещин под воздействием тектонических напряжений.

В Ахурянской сейсмогенной зоне отмечены такие явления у с. Ши-ракаван, где появились минеральные источники как после землетрясения 1924 года, так и после землетрясения 1926 года (теплый—11° серо-водородный углекисло-щелочный источник с малым дебитом и минерализацией около 2,2 г на 1 литр воды). Исчезновение впоследствии отмеченных источников связано, по-видимому, с уменьшением после землетрясения тектонических напряжений и гидростатического давления, что привело к смыканию образовавшихся до землетрясения под воздействием напряжений трещин.

в) Изменение термодинамических параметров среды в сейсмогенной зоне приводит к ряду интересных явлений, в том числе замутнению подземных вод (при прохождении сейсмических волн резко возрастает скорость движения подземных вод и они увлекают за собой мелкие частицы породы), резкое повышение или понижение уровня или напора подземных вод (при растяжении объем пор увеличивается, снижая уровень и давление воды, а при сжатии пористость породы сокращается, повышаются давление и уровень воды). Последнее приводит к выявлению еще одного термодинамического признака сейсмичности—образованию под давлением воды трещин, через которые фонтанируют вода с грунтом.

По изменению уровня подземных вод во время землетрясения 1926 года, исходя из вышеизложенного, можно ориентировочно сказать, что в юго-западном и север-северо-западном направлениях преобладали сжимающие напряжения, а в юго-восточном направлении—растягивающие напряжения. Интересно, что в эпицентральной зоне при наличии явлений выбросов воды и песка из трещин (у с. с. Еразгаворс, Ши-ракаван, Агин) изменения уровня грунтовых вод не отмечены. Здесь фонтанирование воды и песка можно объяснить явлением гидравлического удара, когда сейсмические волны резко повышают давление вод, которые по трещинам фонтанируют.

Необходимо отметить, что термодинамические факторы могут быть не только следствием землетрясения, но и могут повлиять на тектонические напряжения, снижая прочность среды и являясь причиной распространения разрывов [4]. Это характерно зонам гидродинамических аномалий.

В результате обобщения комплекса вышеизложенных, вероятно неполных критериев можно не только говорить о том, что данные тектонические нарушения сейсмогенные, т. е. способны породить землетрясения, но и дать по возможности полноценную характеристику этих зон.

1. Бабаян Т. О. О зоне сейсмогенного Ахурянского тектонического нарушения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 5, с. 54—60.
2. Бабаян Т. О. Оценка сейсмической опасности северо-западной части АрмССР и территории г. Ленинакана: Дисс. работа, ИГИС АН АрмССР, Л.: 1976. 144 с.
3. Габриелян А. А. и др. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1981, 270 с.
4. Киссин И. Г. Землетрясения и подземные воды. М.: Наука, 1982, 246 с.
5. Лыков В. И. и др. Особый вид быстрых тектонических движений. — В кн.: Современные движения Земной коры. Киев: Изд. Наукова думка, 1980, с. 327—345.
6. Нерсесов И. И. и др. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. — В кн.: Экспериментальная сейсмология, М.: Наука, 1971, с. 334—360.
7. Оганесян А. О. Особенности изучения неприливных вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинимическом полигоне. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIII, № 6, 1980, с. 69—76.
8. Пушков А. Н., Оганесян С. О., Саркисян Г. В. Локальные изменения геомагнитного поля при заполнении водохранилища на реке Азат и их интерпретация. — Геомагнетизм и Аэрономия, 1981, т. XXI, № 1, с. 155—160.
9. Шебалин Н. В. Макросейсмическое поле и очаг сильного землетрясения: Дисс. работа, М.: ИФЗ АН СССР, 1969, 266 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 68—71, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.83:553.31/9

С. Р. ПАЙЛЕВАНЯН, С. В. БАДАЛЯН

ИЗУЧЕНИЕ ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОН ОКОЛОВЫРАБОТОЧНОГО ПРОСТРАНСТВА ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Важным этапом геофизического обслуживания рудников является исследование инженерно-геологического и технического характера, связанное со строительством горных предприятий и эксплуатации рудников.

Увеличение объема и фронта разведочных и эксплуатационных работ вносит изменения в естественную обстановку месторождения, значительно расширяет объем подземных пустот, тем самым влияя на динамику подземных вод, интенсивность и характер обводнения горных выработок.

Применение методов подземной геофизики для решения горно-технических и гидрогеологических задач на действующих горнорудных объектах республики пока носит лишь опытный характер.

Выявление местоположения крупных тектонических нарушений и разломов, пересекающихся горной выработкой, с точки зрения изучения горнотехнических условий представляет важное практическое значение. Чаще всего по зонам разломов отмечают выпирание и обрушение пород. Для обеспечения безопасности ведения горнопроходческих работ, участки ослабленных зон бетонируются или закрепляются деревянной крепью.

При закреплении раздробленных контактовых полостей разнообразных пород наблюдается повышение горного давления, выраженное в выпирании пород кровли и стенок, в результате чего отмечается непрерывная деформация и разрушение деревянных крепей. Увеличение горного давления связано с перераспределением зон концентрации напряжений.

В реальных условиях на распределение напряжений существенное влияние оказывает трещиноватость поверхностного слоя, окружающего выработку. Наличие этих трещиноватостей приводит к тому, что максимальное значение напряжений наблюдается не на поверхности выработки, а на некотором расстоянии по радиусу.

1. Бабаян Т. О. О зоне сейсмогенного Ахурянского тектонического нарушения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 5, с. 54—60.
2. Бабаян Т. О. Оценка сейсмической опасности северо-западной части АрмССР и территории г. Ленинакана: Дисс. работа, ИГИС АН АрмССР, Л.: 1976. 144 с.
3. Габриелян А. А. и др. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1981, 270 с.
4. Киссин И. Г. Землетрясения и подземные воды. М.: Наука, 1982, 246 с.
5. Лыков В. И. и др. Особый вид быстрых тектонических движений. — В кн.: Современные движения Земной коры. Киев: Изд. Наукова думка, 1980, с. 327—345.
6. Нерсесов И. И. и др. Пространственно-временное распределение отношений времен пробега поперечных и продольных волн в Гармском районе. — В кн.: Экспериментальная сейсмология, М.: Наука, 1971, с. 334—360.
7. Оганесян А. О. Особенности изучения неприливных вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинатическом полигоне. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIII, № 6, 1980, с. 69—76.
8. Пушков А. Н., Оганесян С. О., Саркисян Г. В. Локальные изменения геомагнитного поля при заполнении водохранилища на реке Азат и их интерпретация. — Геомагнетизм и Аэрономия, 1981, т. XXI, № 1, с. 155—160.
9. Шебалин Н. В. Макросейсмическое поле и очаг сильного землетрясения: Дисс. работа, М.: ИФЗ АН СССР, 1969, 266 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 3, 68—71, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.83:553.31/9

С. Р. ПАЙЛЕВАНЯН, С. В. БАДАЛЯН

ИЗУЧЕНИЕ ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОН ОКОЛОВЫРАБОТОЧНОГО ПРОСТРАНСТВА ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Важным этапом геофизического обслуживания рудников является исследование инженерно-геологического и технического характера, связанное со строительством горных предприятий и эксплуатации рудников.

Увеличение объема и фронта разведочных и эксплуатационных работ вносит изменения в естественную обстановку месторождения, значительно расширяет объем подземных пустот, тем самым влияя на динамику подземных вод, интенсивность и характер обводнения горных выработок.

Применение методов подземной геофизики для решения горно-технических и гидрогеологических задач на действующих горнорудных объектах республики пока носит лишь опытный характер.

Выявление местоположения крупных тектонических нарушений и разломов, пересекающихся горной выработкой, с точки зрения изучения горнотехнических условий представляет важное практическое значение. Чаще всего по зонам разломов отмечают выпирание и обрушение пород. Для обеспечения безопасности ведения горнопроходческих работ, участки ослабленных зон бетонируются или закрепляются деревянной крепью.

При закреплении раздробленных контактовых полостей разнообразных пород наблюдается повышение горного давления, выраженное в выпирании пород кровли и стенок, в результате чего отмечается непрерывная деформация и разрушение деревянных крепей. Увеличение горного давления связано с перераспределением зон концентрации напряжений.

В реальных условиях на распределение напряжений существенное влияние оказывает трещиноватость поверхностного слоя, окружающего выработку. Наличие этих трещиноватостей приводит к тому, что максимальное значение напряжений наблюдается не на поверхности выработки, а на некотором расстоянии по радиусу.

Вокруг цилиндрической выработки возникают три зоны: зона ослабленных пород, зона сильных давлений, зона естественных давлений [2].

Исследованиями устойчивости подземных выработок констатируется то обстоятельство, что с течением времени вокруг выработки образуется зона разрушения горных пород (пластическая зона), где возможен вывал породы в выработку.

Задача определения мощности зоны измененных проходкой пород достаточно успешно решается подземными сейсмондированиями корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) [1]. Так, для Севанского автодорожного тоннеля указанная величина, по данным подземных сейсмопрофилирований, составляет около 3÷5 м, а для Гарнийской подземной обсерватории—2 м (рис. 1).

Сейсмондирование вдоль различно ориентированных выработок позволило получить полярные диаграммы скоростей в плане для изу-

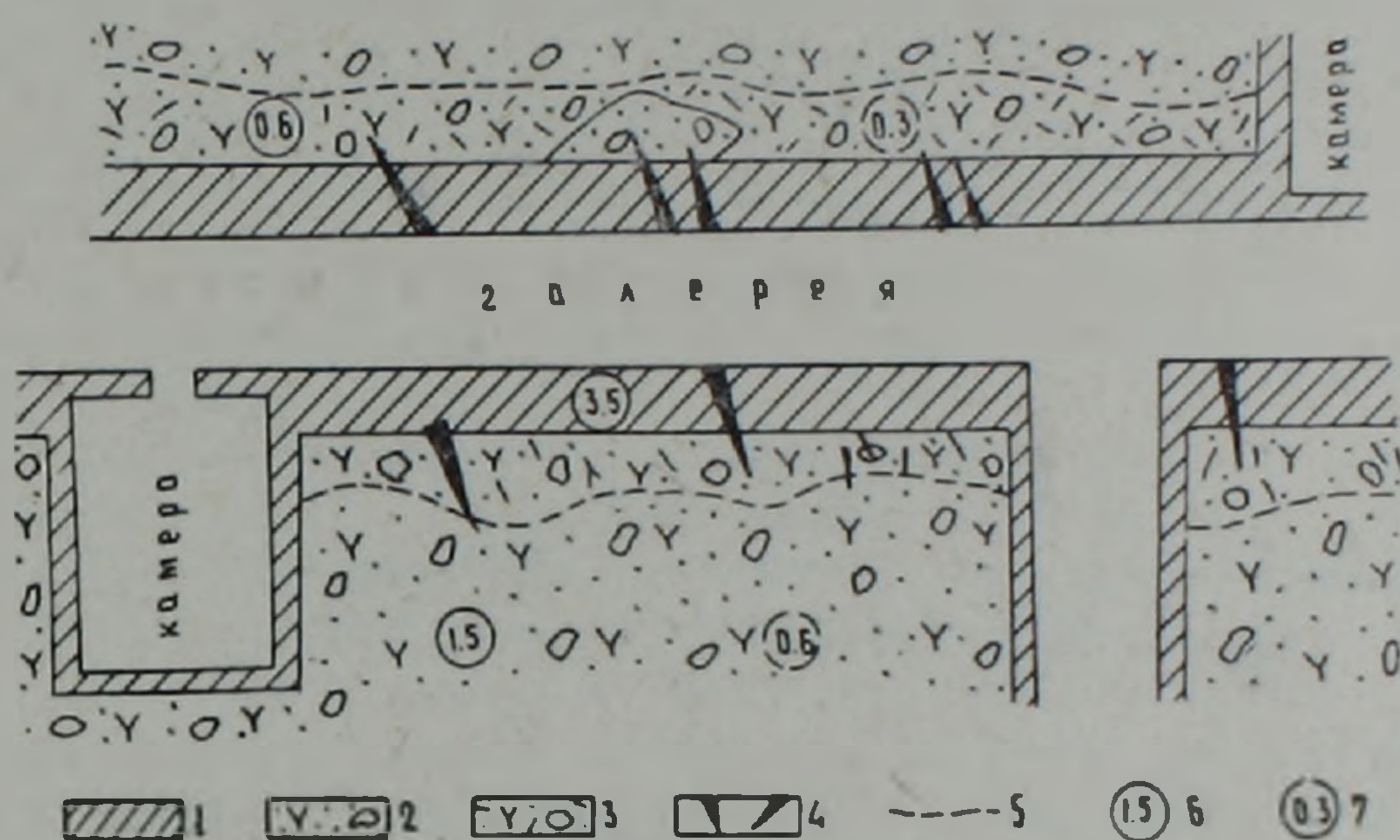


Рис. 1. Выделение ослабленных зон и трещин методом сейсμοакустики. 1. Бетонная облицовка. 2. Андезитовые туфобрекчин. 3. Те же, трещиноватые. 4. Трещины. 5. Границы ослабленных пород. 6, 7. Значения скоростей распространения продольных и поперечных волн, в км/с.

чаемого горизонта. С целью выявления корреляционной зависимости между величинами скоростей продольных волн и действующих напряжений были проведены лабораторные ультразвуковые исследования на образцах под давлением. Измерения скоростей упругих волн производились под плавно меняющейся нагрузкой, величина которой достигала значений, превосходящих предел прочности образцов. Это позволило помимо определения величины предела прочности на сжатие также контролировать процесс трещинообразования в образце [3].

Установлено, что для образцов каменной соли существует линейная корреляционная зависимость между скоростью распространения продольных волн и пределом прочности на сжатие, которая описывается уравнением:

$$V_p = (0,26 \sigma_{сж} + 4050) \text{ м/с}, \quad (1)$$

где значения σ в единицах МПа с пределом применимости

$$4 \text{ км/с} \leq V_p \leq 4,5 \text{ км/с},$$

а значения $\sigma_{сж}$ в единицах МПа.

Предел применимости формулы (1) охватывает напряжения в диапазоне $7,5 \text{ МПа} < \sigma_{сж} < 1500 \text{ МПа}$.

Так как ослабленные (трещиноватые) зоны характеризуются низкими значениями предела прочности на сжатие, считается возможным, используя формулу (1) по значениям скоростей упругих волн, разделить зоны по степени их трещиноватости.

Для выявления ослабленных водообильных зон в околорудном пространстве на Ахтальском и Шамлугском месторождениях были проведены подземные электроразведочные работы методом сопротивления. Исследование показало, что в зависимости от степени трещиноватости и водонасыщенности породы, слагающие массив, по электрическим свойствам хорошо дифференцируются. По мере увеличения удельной трещиноватости пород удельное электрическое сопротивление их уменьшается от $2 \cdot 10^3$ до $2 \cdot 10$ Ом, что свидетельствует о высокой степени водонасыщенности.

Наряду с установлением очагов водонакоплений и пустот, подземные электропрофилирования фиксируют общий характер водонасыщенности вокруг выработочного пространства. Так, например, на основании гидрогеологических исследований Ахтальского месторождения установлено, что центральный участок горизонта 16, располагающийся под выработками западного фланга штольни 7, вследствие дренирующего влияния последней, обводнен весьма слабо. Последнее согласно параметрическим измерениям выражается различием в значениях удельного электрического сопротивления кварцевых порфиров, штольни 7 и аналогичных пород горизонта штольни 16 (рис. 2).

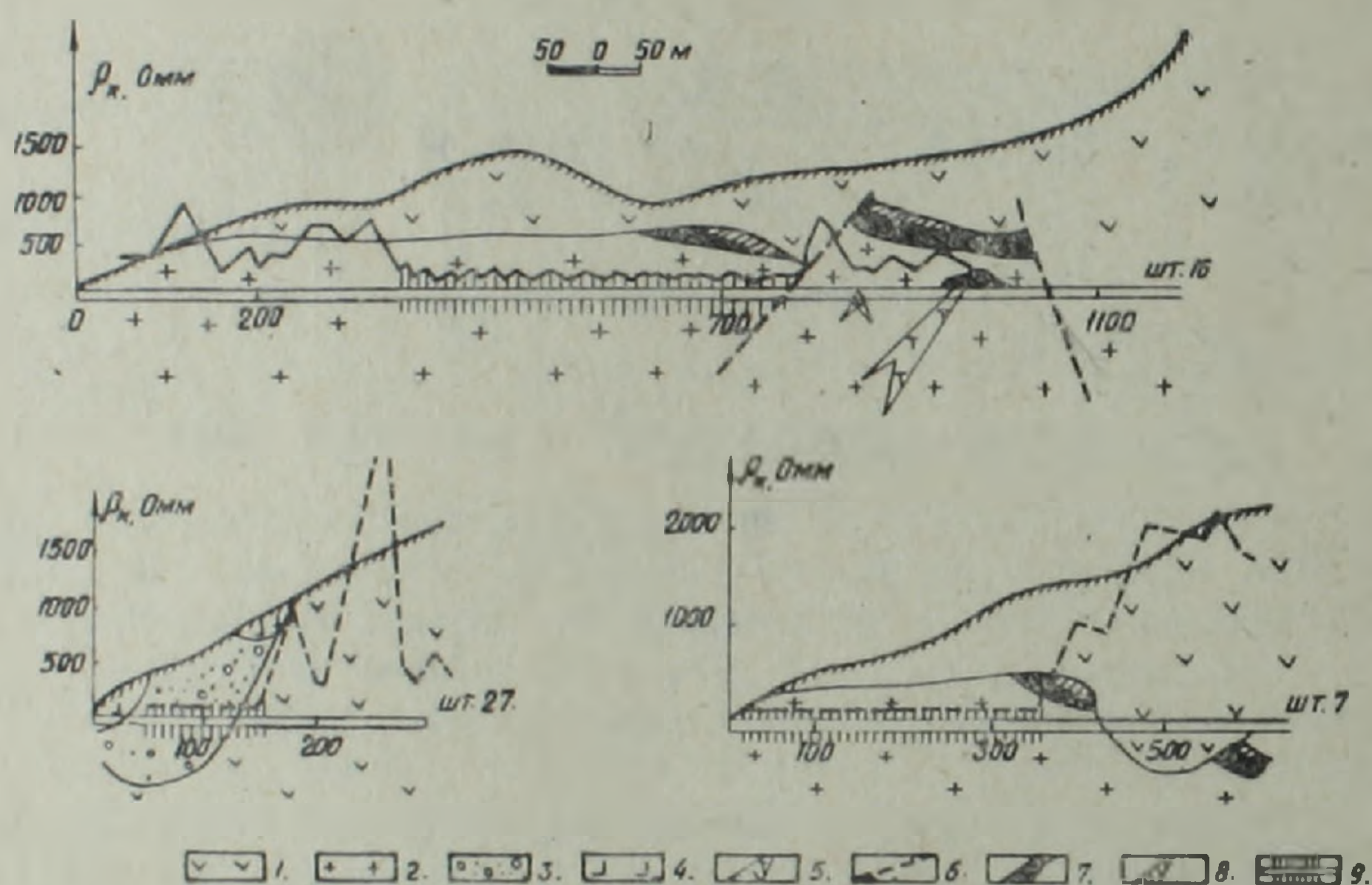


Рис. 2. Результаты подземных электроразведочных работ методом сопротивлений. 1. Порфириты. 2. Кварцевые порфиры. 3. Древний аллювий. 4. Базальты. 5. Дайки фельзит-порфиров. 6. Тектонические нарушения. 7. Полиметаллические руды. 8. Баритовые руды. 9. Интервалы крепления горных выработок.

С целью выяснения эффективности применения электропрофилирования при выявлении ослабленных зон, подлежащих закреплению, нами были проведены исследования на закрепленных участках выработки. Исследования по методу сопротивления (симметричное электропрофилирование) вдоль штольни 1, 16 и 27 Ахтальского месторождения показали, что закрепленные участки выработки (ослабленные зоны) сопровождаются четкими минимумами кажущегося удельного электрического сопротивления, местами оно достигает $10 \div 20$ Ом, тогда как в неизмененных породах той же штольни ρ_k превышает тысячи Ом (рис. 2). В результате, метод симметричного электрического профилирования рекомендуется применять при выявлении ослабленных зон и уточнении границ участков, подлежащих закреплению.

Важным этапом горнопроходческих работ является опережающая разведка впередизабойного пространства. При выявлении в впередизабойном пространстве ослабленных, закарстованных или водонасы-

щенных зон успешно может быть применена трехэлектродная модификация (AMN, B) метода электропрофилирования.

Известно, что вода, проникая в трещины горных пород, нарушает связь между частицами, расширяет их, тем самым снижая прочностные свойства породы. Так что выделанные методом электроразведки участки пониженного значения удельного электрического сопротивления (то есть зоны ослабленные—водонасыщенные) очень разупрочнены и, в первую очередь, подлежат закреплению.

Надо отметить, что методы электроразведки успешно комбинируются с сейсмоакустическими методами при выявлении и уточнении ослабленных—водонасыщенных зон. В сухих трещиноватых породах эта комбинация считается нецелесообразной, ввиду плохой дифференциации пород по удельному электрическому сопротивлению (рис. 1, шт. 16, пк 260).

1. Образующаяся в результате проходки трещиноватость горных пород затрудняет выделение зон тектонических нарушений. Возникает необходимость применения подземных сейсмо- и электроразведочных, позволяющих исследовать разные глубины.

2. Комплексирование методов сопротивлений с методами сейсмоакустики позволяет повысить достоверность полученных результатов, решать задачи, связанные с определением неоднородностей в массиве вокруг горной выработки, уточнить зоны, подлежащие укреплению, и типы необходимых крепежей.

3. При подземных электроразведках учет влияния горной выработки производится с помощью коэффициентов В. К. Хмелевского, а при электропрофилировании, за счет постоянства разносов установки: искажающее влияние выработки принимается постоянной.

4. Особенности проведения подземных сейсморазведочных обусловлены: ограниченностью азимутов наблюдений; возбуждением упругих волн ударами; изменением структуры упругих волн в связи с их распространением вдоль горных выработок, имеющих радиус сечения, соизмеримый с длиной полезных волн; влиянием горного давления на характер распространения сейсмических волн; спецификой упругих волн вблизи источников колебаний; возможностью регистрации упругих волн, как по стенкам, так и по подошве и кровле выработок.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 27. I. 1984.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Газарян Г. О., Пайлеванян С. Р. Инженерно-геофизические исследования при оценке состояния подземного сооружения. Геофизические методы контроля напряжений в горных породах. Новосибирск, 1980.
2. Завриев Г. П. Испытание горного давления в тоннелях. Гидротехническое строительство, 1954, № 7.
3. Пайлеванян С. Р., Газарян Г. О. Об определении корреляционных зависимостей между прочностными и упругими свойствами пород Ереванского солерудника. Тез. докл. Всес. совещ. по разработке и комплексир. геофиз. методов при разведке рудных м-ний, Ленинакан, 1982.

Н. В. ПЕТРОВСКАЯ

ПЕРВОЕ ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХ
ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЕНИИ

Металлогении рудных провинций Армении посвящены многочисленные работы ученых нашей страны. Успехи работ в этой области связаны с именами Севергина, Иваницкого, Котляра, Магакьяна, Мидяна, Мкртчяна и других исследователей. Вместе с тем, представления о металлогении золота и его месте в общей пространственно-временной системе рудных образований, сложных и разнообразных по своей природе, долгое время оставались весьма мало разработанными. Этот пробел в большой мере был заполнен в результате систематического изучения золоторудных месторождений и рудопроявлений, проведенного в последние десятилетия во всех рудных провинциях Армении.

Широкое обобщение накопленных данных впервые опубликовано в 1984 году Ш. О. Амиряном в его монографии «Золоторудные формации Армянской ССР» (Ереван, Издательство АН АрмССР, 306 с.). Заслуживает быть отмеченной оригинальность лежащих в основе книги материалов, полученных автором в процессе его многолетних работ.

Первая часть книги начинается с краткого, но содержательного обзора истории открытия и изучения золоторудных образований Армении; затем приводятся характеристики геологии структурно-металлогенических зон, в которых сосредоточены месторождения и рудопроявления золота и высказываются суждения об их месте в общем комплексе известных в Армении рудных формаций. Во второй части, основной по значению и по объему, содержатся обстоятельные описания геологии и минералогии месторождения—представителей всех выделяемых типов золотого оруденения; каждое описание завершается выводами об особенностях генезиса и перспективах оруденения данного типа. В последней, 3-ей части суммируются характеристики рудообразующих минералов и рудогенных элементов и излагаются заключения об общих чертах генезиса характеризующихся руд.

Принятая автором структура монографии удачна и облегчает читателю ознакомление с сосредоточенными в ней обширными материалами.

При характеристике минералов Ш. О. Амирян использовал совершенные методы минералогических исследований, в том числе рентгено-структурный, тонкого химического анализа, определения дисперсии отражательной способности минералов и др. Можно пожалеть, что автор не применял (и по-видимому, не имел такой возможности) методы электронной микроскопии и локального рентгеноспектрального анализа, уже прочно вошедшие в практику исследований минеральных веществ. Тем не менее приводимые им характеристики, базирующиеся на данных оптической микроскопии, являются несомненно ценными и представляют интерес для широкого круга исследователей рудных месторождений.

Рассматривая принципы систематики месторождений золота, Ш. О. Амирян справедливо критикует многие классификационные схемы из-за отсутствия при их построении единого классификационного признака (стр. 26). С удовлетворением можно отметить, что развиваемые нами (начиная с сороковых годов) положения о принципиальном значении признака сульфидности руд (как показателя режима серы и кремнезема на разных уровнях глубинности рудообразования) получило подтверждение в работах Ш. О. Амиряна; выделенные им убогосульфидные, малосульфидные, умеренносульфидные и существенно сульфидные руды имеют аналоги и в других рудных провинциях СССР.

Не во всем можно согласиться с автором рассматриваемой книги в отношении принципов выделения рудных формаций; они кажутся нам недостаточно согласованными с принятыми самим автором критериями глубинности и показателями концентрации сернистых минералов в рудах. Однако, уязвимы для критики позиции по данному вопросу не только Ш. О. Амиряна, но и многих других исследователей; упрека заслуживает скорее общее состояние основ систематики рудных месторождений, далеко еще не полностью разработанных.

Главные выводы Ш. О. Амиряна о формировании золоторудных месторождений Армении в диапазоне умеренных и малых глубин, о стадийности рудообразующих процессов, об участии в них ионных и коллоидных растворов, мы считаем достаточно обоснованными; на них в большой мере должно базироваться последующее развитие исследований золотого оруденения Армении. Отметим целесообразность широкого использования рекомендаций Ш. О. Амиряна в отношении поисковых и разведочных работ в перспективных участках рудоносных зон. Несомненно правильны его указания на необходимость комплексного использования руд сложного состава и соответствующего совершенствования их технологии.

В целом книга Ш. О. Амиряна представляет собой труд ценный как в теоретическом, так и в прикладном отношении. Можно пожелать автору этой книги дальнейших успехов в его работе.



СИМОНОВ МИХАИЛ ЗАХАРЬЕВИЧ

(к 80-летию со дня рождения)

М. З. Симонов родился 27 сентября 1906 г. в гор. Телави Грузинской ССР. В 1931 г. окончил строительный факультет Тбилисского политехнического института им. В. И. Ленина.

Трудовую деятельность М. З. Симонов начал с 1927 г. в возрасте 21 года, будучи еще студентом. С 1927 г. до 1929 г. работал в Тбилиси на строительстве хлебзавода в качестве техника. С 1929 г. по декабрь 1941 г. работал в Закавказском институте сооружений (ЗИС), переименованном впоследствии в ТНИС, ТНИСГЭИ и ГрузНИИЭГС в качестве лаборанта, младшего и старшего научного сотрудника, а с 1933 г.—в качестве руководителя сектора бетона и железобетона. С декабря 1941 г. по апрель 1944 г. работал на строительстве объекта оборонного значения. С 1944 г. по настоящее время работает в г. Ереване в Армянском институте строительных материалов и сооружений (АИСМ), переименованном впоследствии в АрмНИИСА, в должности руководителя сектора (лаборатории) бетонов и изделий. Одновременно с 1945 по 1949 г. и с 1953 по 1955 г. являлся директором данного института.

В звании старшего научного сотрудника М. З. Симонов утвержден в 1935 г. Ученая степень кандидата технических наук присуждена в 1941 г. Ученая степень доктора технических наук утверждена в 1954 г. Утвержден в ученом звании профессора в 1954 г. Избран членом-корреспондентом АН АрмССР в 1956 г. Указом президиума Верховного Совета АрмССР от 29.X.1966 г. ему присвоено звание заслуженного деятеля науки и техники Армянской ССР. М. З. Симонов с 1945 г. является членом КПСС.

Научно-исследовательская и творческая деятельность М. З. Симонова посвящена разработке и совершенствованию строительных материалов, бетона, железобетона и изделий из них. В этой области им опубликовано около 170 научных работ, в том числе 20 оригинальных монографий и брошюр. Из них 5 работ, а именно: 2 книги и 3 научные статьи опубликованы на немецком, чешском и польском языках. Разрабатываемые М. З. Симонов актуальные проблемы отвечают нуждам научно-технического прогресса в строительстве в инжеследующих четырех направлениях.

1. Создание и применение малоцементных вяжущих и бетонов на их основе.— Изданы книги: Глино-известковые блоки (1932); Гажа и ее применение (1936); Гидротехнический бесцементный бетон (1940). Иджеванская гидростанция в Армянской ССР, возведенная впервые из бесцементного бетона в 1931 г., в настоящее время служит примером рационального использования местных материалов в ответствен-

ных гидротехнических сооружениях в условиях острого дефицита портландцемента в годы первой пятилетки.

2. Разработка методов проектирования составов растворов и бетонов на основе обычных (плотных) заполнителей.— Изданы книги. Временная инструкция как назначать и проверять составы строительных растворов для каменной кладки (1934); Строительные растворы для каменной кладки и штукатурки (1935); Проектирование составов бетона (1942); То же (на армянском языке, 1947); То же, второе издание (1948). Книга по строительным растворам (1934) прошла по всесоюзному конкурсу и ЦУЖелдорстроем была утверждена в 1934 г. в качестве обязательной в системе НКПС. Книга по проектированию составов бетона, написанная совместно с К. С. Завриевым, вторым изданием вышла в свет по решению 4-ой Всесоюзной конференции по бетонным и железобетонным конструкциям, признавшей несостоятельность школы Абрамса.

3. Создание и развитие легкого железобетона.— Изданы книги: Вопросы расчета обычного и легкого железобетона (1935); Конструкции и сооружения из легкого железобетона (1937); Бетон и железобетон на пористых заполнителях (1955); Основы технологии легких бетонов (1973). В книге «Вопросы расчета обычного и легкого железобетона» экспериментальными исследованиями подтверждена возможность распространения предложенного в 1932 г. А. Ф. Лолейтом расчета железобетона по методу разрушающих (критическим) нагрузок также и на легкий железобетон. Этим самым открылась возможность эффективного использования легкого бетона в железобетонных конструкциях, что не обеспечивалось при расчете железобетонных конструкций методом допускаемых напряжений. Помимо этого, в книге обоснована возможность принятия в изгибаемых элементах как из обычного, так и легкого железобетона прямоугольной эпюры сжатой зоны, поддержанная Я. В. Столяровым (см. его книгу «Введение в теорию железобетона», 1941). Это предложение, вошедшее в нормы проектирования железобетонных конструкций, сохраняется в них по настоящее время. Перечисленные монографии решающим образом способствовали созданию и развитию легкого железобетона в монолитном и сборном строительстве из бетонов на природных и искусственных заполнителях.

4. Создание и применение многопустотных панелей перекрытий «Симкар» и других бетонных и железобетонных изделий и технологии их изготовления.— Изданы книги: Индустриальный легкий железобетон (1939); Изготовление бетонных и железобетонных изделий методом скользящей виброопалубки (1941); Новые типы и методы изготовления бетонных и железобетонных изделий (1950); То же, на немецком языке, изданная в Берлине (1952); То же, на чешском языке, изданная в Праге (1952); Торкретбетон и применение его в тонкостенных изделиях (1962). Эти книги, изданные в Советском Союзе и в ряде зарубежных стран, содержат описание разработанных М. З. Симоновым новых бетонных и железобетонных изделий и конструкций, научные основы технологии их изготовления и станки, применяемые для этих целей. Трубы и трубчатые изделия, многопустотные панели перекрытий изготавливаемые при помощи жестких вкладышей и вибровкладышей, станки для изготовления пустотелых перегородочных и кровельных плит методом скользящей виброопалубки, нашли применение на заводах сборного железобетона. За разработку крупнопустотных панелей с применением жестких вкладышей в сочетании с методом вакуумирования и внедрение в перекрытиях факультетских корпусов МГУ им. Ломоносова М. З. Симонов удостоен Государственной премии СССР (1952). В настоящее время в Армянской ССР на заводах ЖБК пустотелые перегородочные плиты и многопустотные панели перекрытий ежегодно изготавливаются в количестве 1,7 и 1,85 млн. квм соответственно.

Необычайен успех внедрения в практику многопустотных панелей перекрытий «Симкар». Разработанные в 1936 г. М. З. Симоновым и Г. Б. Кармановым, в порядке включения в стахановское движение, многопустотные панели перекрытий «Симкар» в течение первого же года начали внедряться на стройках Тбилиси и Москвы. В последующие годы многопустотные панели перекрытий «Симкар» начали внедряться и в других городах и республиках и, постепенно вытесняя из строительного обихода деревянные и другие применяемые в тот период сборные железобетонные перекрытия, превратились в самую массовую сборную железобетонную конструкцию в Советском Союзе и в ряде зарубежных стран. В настоящее время применение многопустотных панелей перекрытий в нашей стране составляет свыше 80 млн. кв. м ежегодно.

На республиканском совещании в г. Тбилиси 11 ноября 1985 г., посвященном вопросам научно-технического прогресса в строительстве, был заслушан доклад М. З. Симонова «50 лет создания и применения многопустотных панелей перекрытий «Симкар». В статье под названием «Симкары—родом из Тбилиси» газета «Вечерний Тбилиси» от 13.XII. 1985 г. по поводу юбилейной даты сообщала, что это изобретение было равносильным технической революции в строительной индустрии и что их применение позволило сэкономить миллионы кубометров леса и сократило сроки строительства.

Широкому внедрению достижений науки в практику во всех указанных направлениях способствовали непосредственное участие автора во внедрении и параллельные исследования, выполняемые по их совершенствованию.

В настоящее время М. З. Симонов с полной энергией продолжает работать над некоторыми новыми актуальными проблемами строительства. В течение последних лет в АрмНИИСА под его руководством разработаны и внедрены: станочная технология формования методом самопрессования железобетонных изделий для животно-

водческих комплексов; легкие бетоны для обделок железобетонных тоннелей, в том числе для метрополитена г. Еревана. Разработаны и начато внедрение декоративных бетонов и полимерцементных красок для улучшения облика фасадов зданий в Армянской ССР.

Под его руководством или с его участием разработаны и разрабатываются многие всесоюзные и республиканские нормативные документы в области бетона и железобетона. По инициативе М. З. Симонова и под его общей редакцией подготовлена к печати коллективная монография о состоянии и перспективах применения бетона и железобетона на природных пористых заполнителях в различных республиках и регионах Советского Союза.

Значительный вклад в строительную науку и практику М. З. Симонова получил признание и высокую оценку строительной общественности в нашей стране и за рубежом. Он подготовил многие десятки высококвалифицированных научных кадров как в республике, так и за ее пределами. Активно участвует в республиканских, общесоюзных и международных форумах (Чехословакия, Польша, ГДР, Франция) с актуальными докладами по проблемам совершенствования бетона и железобетона.

М. З. Симонов избирался депутатом Ергорсовета и членом его исполкома. Организовал и в течение 10 лет был председателем Армянского отделения НТО Стройиндустрии.

За разработку и внедрение многопустотных панелей перекрытий «Симкар I» и «Симкар II» награжден грамотами ВОИЗ (1937) и Наркомстроя СССР (1939). Заслуги М. З. Симонова отмечены многочисленными правительственными наградами. Он награжден орденами «Трудового Красного Знамени» (дважды), «Красная Звезда», «Знак Почета» и медалями, а также Государственной премией СССР, о чем уже говорилось выше.

Научная общественность сердечно поздравляет юбиляра с славным восьмидесятилетием и желает ему доброго здоровья и новых творческих успехов в работе.

Армянский научно-исследовательский
институт строительства и архитектуры,
Отделение химических и геологических
наук АН Армянской ССР.

УДК: 55(479.25) (092)

МАЛХАСЯН ЭДУАРД ГУРГЕНОВИЧ
(К 60-летию со дня рождения)

Исполнилось 60 лет доктору геолого-минералогических наук Малхасяну Эдуарду Гургеновичу. Родился 23-го февраля 1926 года в г. Тбилиси в семье служащего.

В 1951 г. окончил геологический факультет Ереванского государственного университета, в 1953 году—аспирантуру Московского государственного университета. В том же году в Москве защитил кандидатскую диссертацию по теме «Интрузивы Даралагеца», и ему присуждается ученая степень кандидата геолого-минералогических наук. С февраля по октябрь 1953 года работает в Институте нефти АН СССР петрографом и принимает участие в экспедициях по Дальнему Востоку.

С октября 1953 по 1962 гг. работал в Ереванском Политехническом институте доцентом кафедры геологии и горного дела. Одновременно по совместительству работал в Институте геологических наук АН АрмССР. В 1953—1956 гг. состоял консультантом по вопросам технической петрографии в Химическом институте АН Арм. ССР.

С 1956 г. Э. Г. Малхасян переходит на постоянную работу в Институт геологических наук АН АрмССР: с 1957 по 1961 гг. ученым секретарем, с 1961 по 1976 гг.—старшим научным сотрудником, а с 1971 по 1976 гг.—начальником Алавердской экспедиции института. В институте на него было возложено выполнение

правительственных заданий по изучению Кафанского месторождения и выяснению перспектив рудоносности территории междуречья Дебед-Агстев.

В 1971 г. за работу «Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период» Э. Г. Малхасяну присуждается ученая степень доктора геолого-минералогических наук. В этой работе обобщены многолетние исследования автора по геологическому развитию территории Армении в юрский период. Впервые исследованы геохимические и петрологические особенности юрских вулканогенных образований, дан характер метаморфических процессов и связи оруденения с магматизмом, а также положение территории Армении в истории развития юрских геосинклиналей альпийского пояса.

С января 1977 г. он работает в Кавказском институте минерального сырья (КИМС) над проблемой «колчеданные месторождения Армянской ССР и их связи с магматическими комплексами» сначала в качестве главного геолога Армянской Геолого-методической партии, а затем—начальника.

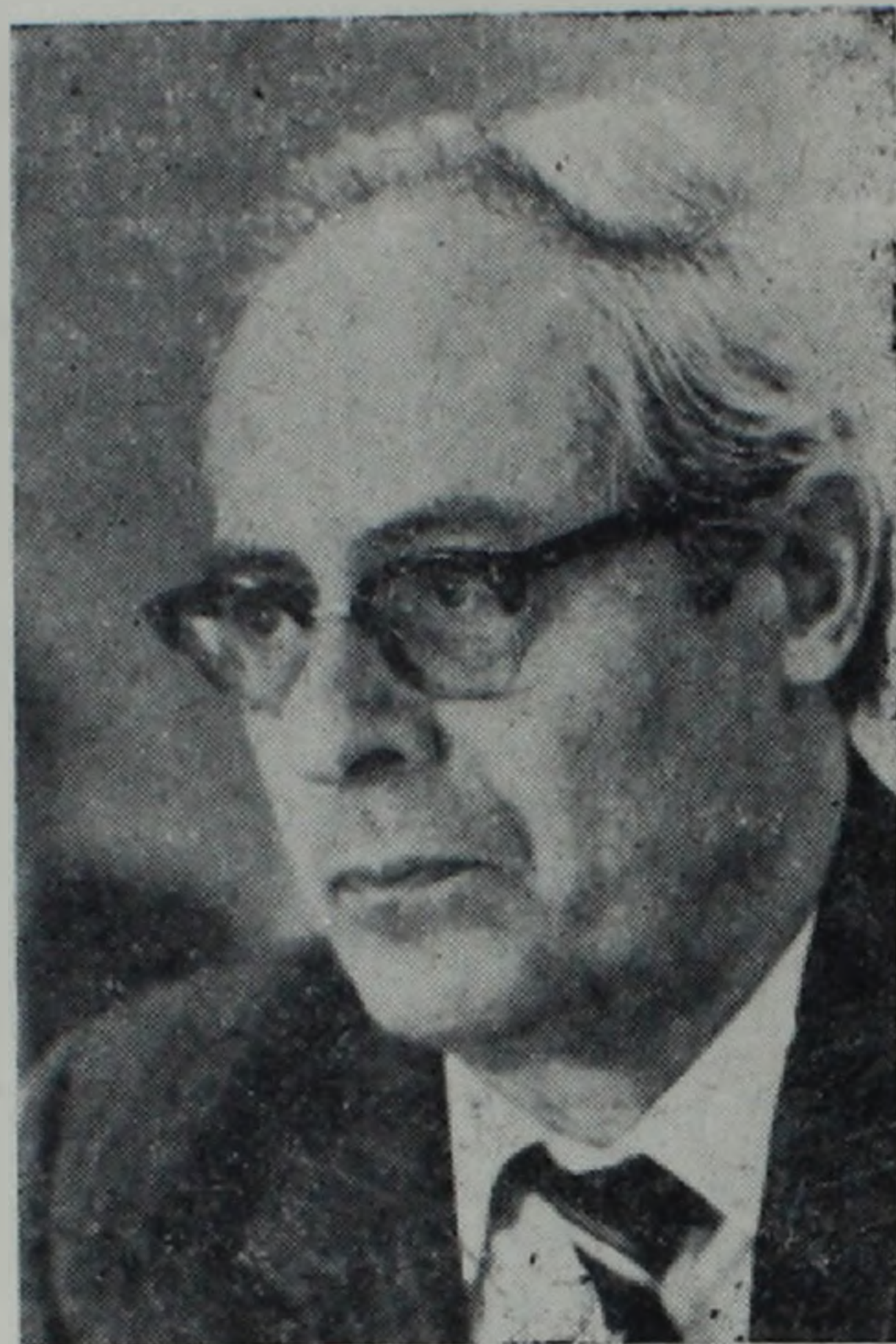
Производственную деятельность Э. Г. Малхасян успешно сочетает с научно-педагогической на кафедре физической географии Армянского педагогического института им. Х. Абовяна.

Э. Г. Малхасян плодотворно работает также и в области истории геологических наук. С 1968 г. он член-корреспондент Международного комитета по истории геологических наук (ИНИГЕО). Он является заместителем председателя Совета по истории естествознания и техники АН АрмССР, а также председателем секции истории геологических наук. Имеет более 230 научных публикаций, некоторые из них—на немецком, румынском, венгерском языках. Он—один из авторов III и IV томов «Геологии Армянской ССР», редактор 18 монографий и сборников.

С 1976 по 1982 гг. Э. Г. Малхасян состоял членом Петрографического Комитета СССР. Является членом Всесоюзной вулканологической комиссии при АН СССР. Член Специализированного Ученого Совета по присуждению ученых степеней по геологии (металлогении) при Кавказском институте минерального сырья.

Э. Г. Малхасян является председателем бюро секции Наук о Земле, охраны окружающей среды и рационального природопользования при правлении общества «Знание» Армянской ССР.

Э. Г. Малхасян—один из организаторов в Ереване крупных научных форумов—I Всесоюзного вулканологического совещания (1959 г.), Международного симпозиума по истории геологии (1967 г.), ряда экскурсий для членов-делегатов СЭВ по Ар-



мении и др.; работы эти были отмечены Президиумами АН СССР и АН АрмССР. Он руководил советскими научными делегациями и туристическими группами (научный туризм) за рубежом.

За активную трудовую деятельность Э. Г. Малхасян награжден медалью «За доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина», имеет ряд других наград.

Отделение наук о Земле АН АрмССР,
Кавказский институт минерального сырья (КИМС),
Армянский педагогический ин-т им. Х. Абовяна,
Совет по истории естествознания и техники АН АрмССР,
Общество «Знание» Армянской ССР

УДК: 55(092) (479 25)

АМИРЯН ШАВАРШ ОГАНЕСОВИЧ
(К 60-летию со дня рождения)



Исполнилось 60 лет со дня рождения и 30 лет научной деятельности одного из ведущих специалистов по рудным месторождениям Армении, зав. Туманянской научной базой Института геологических наук, Заслуженного геолога АрмССР, доктора геолого-минералогических наук—Амиряна Шаварша Оганесовича.

Ш. О. Амирян родился в с. Карби Аштаракского района АрмССР, в семье крестьянина. В 1944 г. он окончил среднюю школу с. Карби, после чего работал учителем в средней школе с. Оганаван. В ноябре 1944 г. был мобилизован в Советскую Армию, где он служил до сентября 1950 г.

В 1950 г. Амирян Ш. О. поступил на геологический факультет Ереванского государственного университета, во время учебы был Государственным стипендиантом и в 1956 г. с отличием окончил университет, получив квалификацию инженера-геолога.

С 1956 г. Ш. О. Амирян работает в Институте геологических наук, сначала в должности техника-геолога, затем младшего и старшего научного сотрудника отдела геохимии, а с 1976 г.—зав. Туманянской научно-исследовательской базой.

В 1956 г. он был принят в аспирантуру АН АрмССР без отрыва от производства по специальности «Рудные месторождения».

Ш. О. Амирян в 1962 г. успешно защитил кандидатскую диссертацию по минералогии и геохимии Зодского месторождения. В этой работе ярко проявились прекрасные качества Ш. О. Амиряна как геолога-исследователя, обладающего большим трудолюбием и целеустремленностью, эрудированностью. Ш. О. Амиряном в рудах были установлены многочисленные ранее неизвестные минералы и парагенезисы минералов, выявлены геохимические особенности руд и даны соображения об условиях формирования месторождения. Эти результаты широко были использованы при дальнейшем изучении, разведке и подготовке месторождения к промышленному освоению.

Многие годы Ш. О. Амирян проводил систематические исследования по изучению минерального состава, геохимии руд и генетических особенностей золоторудных месторождений Армении. Результаты этих исследований были представлены в виде научных отчетов, прогнозно-металлогенических карт, опубликованных статей и докладных записок, которые отличались богатством и новизной фактического материала. На основании проведенных работ он составил сводную работу «Золоторудные формации Армянской ССР», которая была успешно защищена в 1974 г. в качестве диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. В этой работе разработана классификация золоторудных месторождений Армении на формационной основе, установлено место золоторудных месторождений в генетических рядах формаций для металлогенических зон и рудных районов, определены перспективы золоторудной минерализации, намечены поисковые критерии на золото и выделены участки для дальнейших работ.

С 1976 г. Ш. О. Амирян руководит работами Туманянской научно-исследовательской базой института и годами накопленный опыт передает молодым специалистам. Научный коллектив базы успешно занимается изучением вопросов геологического строения и оруденения Алавердского и смежных рудных районов Армении.

В 1984 г. вышла из печати монографическая работа Ш. О. Амиряна «Золоторудные формации Армянской ССР», которая является большим вкладом в геологическую науку.

Научные интересы Ш. О. Амиряна многогранны и имеют широкий диапазон. Он является автором более 100 научных работ, большая часть которых опубликована, в том числе пять монографий по рудным месторождениям, геохимии и минералогии руд.

Ш. О. Амирян—участник многих международных, всеююзных и республиканских съездов, симпозиумов и совещаний, на которых он выступал с докладами по

вопросам минералогии, генезиса руд, геохимии и металлогении. С 1976 г. является членом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений.

Наряду с научной работой, Амирян Ш. О. в 1976—1977 гг. вел педагогическую работу на геологическом факультете Ереванского государственного университета, где читал курс по специальности «Минераграфия».

За добросовестную и отличную службу в Советской Армии Ш. О. Амирян награжден пятью боевыми и юбилейными медалями Советского Союза, а также Почетными грамотами ЦК ЛКСМ Армении и Закавказского военного округа. За научные достижения в 1970 г. он награжден юбилейной медалью «За Доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина», в 1973 г.—грамотой Академии наук Армянской ССР «Говестагир», в 1976 г. как один из авторов монографии «Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР» был удостоен Почетного звания Лауреата Государственной премии Армянской ССР в области науки, а в 1985 г. ему было присвоено Почетное звание «Заслуженный Геолог Армянской ССР».

Ш. О. Амирян является членом Ученого Совета института и наряду с плодотворной научной деятельностью выполняет большую общественную работу. С 1950 г. он является членом КПСС и многие годы избирался членом партбюро и секретарем парторганизации института.

Ш. О. Амирян активно участвует в работах по пропаганде научных знаний среди трудовых коллективов и населения.

Шаварш Оганесович полон сил, энергии и творческой активности. Геологическая общественность республики, сердечно поздравляя юбиляра, желает ему крепкого здоровья и новых творческих успехов в работе.

ОНЗ АН АрмССР,
ИГН АН АрмССР,
Армянское геологическое общество,
Управление геологии АрмССР,
Редколлегия журнала «Известия
АН АрмССР, Науки о Земле»

