

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

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





Издается преимущественно на русском, а также на армянском и английском языках

#### ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ Թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ Թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ Թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գար-րիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խոջատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղախյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն

Издательство АН Армянской ССР

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

Журнал выходит 6 раз в год  
Основан в 1943 г.

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

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



# СОДЕРЖАНИЕ

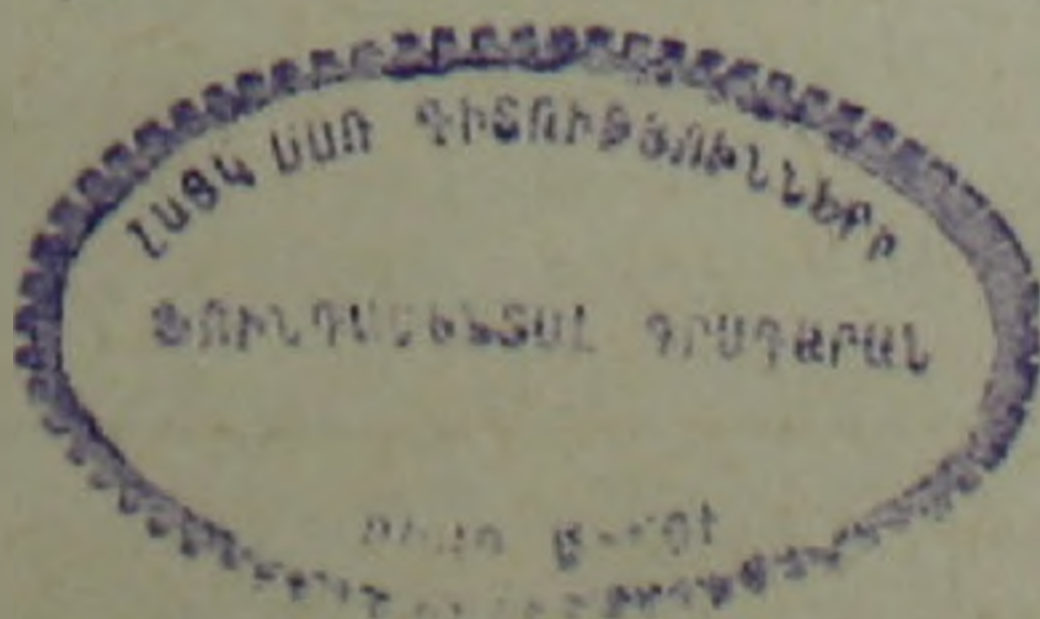
|                                                                                                                                                 |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Ф. В. Чухров. Геохимическая среда и изотопный состав серы руд и горных пород                                                                    | 3  |
| И. Г. Магакьян. Альпийские медные месторождения Малого Кавказа                                                                                  | 19 |
| М. П. Ходжоян, О. А. Агинян. Пресные подземные воды Армянской ССР, их современное использование и перспективы дальнейшего изучения              | 23 |
| С. Н. Назаретян. Сейсмическая активность глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по геофизическим данным                        | 29 |
| С. Ю. Баласанян, В. А. Кобыльский. Новые экспериментальные данные о природе эффекта вызванной поляризации в ионопроводящих геологических средах | 37 |
| А. Т. Вегуни, Г. Ш. Шагинян, А. К. Юханян. Плотность андезитовых пород Гегамского нагорья и скорость продольных волн                            | 45 |
| А. А. Багдисарян. Метеорологические условия запыленности воздуха в Ереване                                                                      | 51 |

## Краткие сообщения

|                                                                                                                        |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Г. П. Тамразян. Склонение луны в кульминациях и высвобождение энергии на сильнейших землетрясениях Земли               | 57 |
| Р. С. Мовсисян, Р. Т. Джрбашян. Некоторые особенности верхнеэоценового вулканизма в пределах Арманисского рудного поля | 61 |
| Л. П. Яшвили, С. Г. Карапетян. Марганцевые образования в среднелиоценовой вулканогенной свите Цахкуняцкого хребта      | 68 |
| А. А. Тамразян. Особенности опробования руд жильного типа рентгенометрическим методом                                  | 72 |
| Л. А. Ахвердян. Расчет аномальных компонент магнитного поля шара под давлением                                         | 78 |
| Г. М. Бабуриян, А. А. Халатян. О наличии сульфидной минерализации в Арамздском интрузивном массиве по данным геофизики | 82 |

## Потери науки

|                            |    |
|----------------------------|----|
| Анатолий Георгиевич Тархов | 88 |
| Грант Мартынович Ванцян    | 90 |





# ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԴԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 2

հատոր XXXII

1979

## Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

|                                                                                                                                                               |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Յ. Վ. Զուխրով. Գեոքիմիական միջավայրը և հանքանյութերի ու լեռնային ապարների ծծմբի իզոտոպային կազմը . . . . .                                                    | 3  |
| Հ. Գ. Մադաբյան. Փոքր կովկասի ալպիական հասակի պղնձի հանքավայրերը . . . . .                                                                                     | 19 |
| Մ. Պ. Խոջոյան, Հ. Ա. Աղինյան. Հայկական ՍՍՀ ստորերկրյա ջրերը, նրանց ժամանակակից օգտագործումը և հետագա ուսումնասիրման հեռանկարները . . . . .                    | 23 |
| Ս. Ն. Նազարեթյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքում գեոֆիզիկական տվյալներով հայտնաբերված խորքային բեկվածքների սեյսմիկ ակտիվությունը . . . . .                            | 29 |
| Ս. Յու. Բալասանյան, Վ. Ա. Կոբիլսկի. Նոր փորձարարական տվյալներ իոնահաղորդիչ երկրաբանական միջավայրերում հարուցված բեռնացման էֆեկտի բնույթի վերաբերյալ . . . . . | 37 |
| Ա. Թ. Վեհունի, Գ. Շ. Շահինյան, Ա. Կ. Յուխանյան. Գեղամա լեռնաշղթայի անդեզիտային ապարների խտությունը և երկայնակի ալիքների արագությունը . . . . .                | 45 |
| Ա. Ա. Բաղդասարյան. Օդի փոշոտվածություն օդերևութաբանական պայմանները Նրևան րադարում . . . . .                                                                   | 51 |

## Համառոտ հաղորդումներ

|                                                                                                                                            |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Գ. Պ. Թամրազյան. Հուսնի հակումը կուլմինացիաներում և նրկրի ուժեղագույն երկրաշարժերի էներգիայի ձերբազատումը . . . . .                        | 57 |
| Ռ. Ս. Մովսեսյան, Ռ. Տ. Զրբաշյան. Արմանիսի հանքադաշտի սահմաններում վերին էոցենի հրաբխականության առանձնահատկությունները . . . . .            | 61 |
| Լ. Փ. Յաշվիլի, Ս. Հ. Կաբապետյան. Մադկունյաց լեռնաշղթայի միջին միոցենի հրաբխածին շերտախմբի մանգանային առաջացումները . . . . .               | 68 |
| Ա. Ա. Թամրազյան. Երակային տիպի հանքանյութերի ունեցնառադիոմետրական մեթոդով նմուշարկման առանձնահատկությունները . . . . .                     | 72 |
| Լ. Ս. Հախվերդյան. Ժնշման տակ գտնվող գնդի մագնիսական դաշտի անոմալ կոմպոնենտների հաշվարկը . . . . .                                          | 78 |
| Գ. Մ. Բաբուրյան, Ա. Ա. Խալարյան. Արամազդի ինտրուզիվ զանգվածում սուլֆիդային հանքանագման առկայության մասին գեոֆիզիկական տվյալներով . . . . . | 82 |

## Գիտության կորուստներ

|                                   |    |
|-----------------------------------|----|
| Անատոլի Գեորգևիչ Տարխով . . . . . | 83 |
| Հրանտ Մարտինի Վանցյան . . . . .   | 90 |



УДК 550.4.42.423

Ф. В. ЧУХРОВ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СРЕДА И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ  
СЕРЫ РУД И ГОРНЫХ ПОРОД

В последние десятилетия в различных странах проделана огромная работа по определению изотопного состава природной серы. Ее результаты освещены в многочисленных публикациях. Они не только характеризуют особенности геохимии серы, но и создают основы для уточнения представлений о генезисе руд и горных пород. Задачей автора является рассмотрение примеров генетического значения изотопного состава серы с использованием данных исследователей Советского союза и других стран.

Общепризнанным является положение о том, что первичной серой Земли является сера ее глубинных зон, не подвергавшаяся изотопному фракционированию; по изотопному составу она не отличается от серы метеоритов. В соответствии с этим величина, характеризующая соотношение в сере изотопов  $^{32}\text{S}$  и  $^{34}\text{S}$ , у первичной серы Земли, как и у серы метеоритов, близка к нулю. Более низкие отрицательные значения  $\delta^{34}\text{S}$  указывают на накопление в сере изотопа  $^{32}\text{S}$ , а более высокие (положительные) — изотопа  $^{34}\text{S}$ . Современная генетическая интерпретация изотопного состава природной серы основана на теоретических построениях и экспериментальных исследованиях.

Главными процессами фракционирования изотопов серы  $^{32}\text{S}$  и  $^{34}\text{S}$  являются изотопный обмен между различными сосуществующими соединениями серы и бактериальная сульфатредукция.

Изотопный обмен между различными соединениями серы определяется тенденцией к установлению термодинамического изотопного равновесия между серой, содержащейся в различных соединениях. Значительное число публикаций посвящено различиям в изотопном составе серы совместно образовавшихся и сосуществующих сульфидов. Экспериментально показано, что фракционирование в парах  $\text{FeS}_2$ — $\text{PbS}$ ,  $\text{FeS}_2$ — $\text{ZnS}$ ,  $\text{PbS}$ — $\text{ZnS}$  уменьшается с ростом температуры, а содержание изотопа  $^{34}\text{S}$  в сере сульфидов падает в порядке: галенит—сфалерит—пирит [38]. Обоснована возможность использования изотопного состава серы сосуществующих сульфидов для геологической термометрии [21, 41, 46, 55, 5]. Х. Тоде с соавторами [57] обратили внимание на важную роль в геохимии изотопов серы реакции обмена изотопа  $^{34}\text{S}$  и  $^{32}\text{S}$  между  $\text{SO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ . Значительный интерес представляет накопление данных об изотопном обмене между сульфатной и сульфидной серой [10, 8, 53].

Огромное значение для формирования изотопного состава серы в природе имеет бактериальная сульфатредукция, приводящая к образованию остаточного сульфата с утяжеленной серой и сероводорода, сера



которого облегчена, т. е. характеризуется более низкими значениями  $\delta^{34}\text{S}$  в сравнении с исходным сульфатом. В литературе последних лет приведены сведения, освещающие детали этого процесса, который связан с активностью бактерий групп *Desulfovibrio* и *Desulfotomaculum* [48, 49, 36]. Е. П. Розанова [20] установила существование в природе новой сульфатредуцирующей бактерии *Desulfovibrio thermophilus*, оптимальное развитие которой происходит при 65°.

Аномально высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  природной серы объясняются вовлечением бактериально утяжеленного сульфата в новый цикл сульфатредукции. Причиной весьма низких значений  $\delta^{34}\text{S}$  природных сульфатов следует считать регенерацию сульфата из сероводорода тионовыми бактериями; неоднократное чередование регенерации сульфата из сероводорода и редукции этого сульфата может приводить к появлению сульфидной и сульфатной серы с очень низкими значениями  $\delta^{34}\text{S}$ .

Получены данные о влиянии на разделение изотопов в уже сформировавшихся рудах процессов метаморфизма. Изучение докембрийских колчеданных руд Карелии привело к заключению, что при их метаморфизме происходило лишь перераспределение изотопов в пределах рудных тел или близ них [5]. Для палеозойских колчеданных руд Урала отмечено выравнивание изотопного состава серы при региональном динамометаморфизме, особенно при высоких температурах; воздействие на колчеданные руды гидротермальных растворов вызывало усиление неоднородности изотопного состава их серы [2].

Традиционные представления об ювенильной, т. е. мантийной или глубинно-магматической природе водных растворов, из которых отлагались содержащие серу минералы, не может быть признанным как вполне доказанное; более того, становится все более очевидной огромная роль в рудообразовании вадозных растворов, которые являются не только переносчиками компонентов руд, но и их энергичными экстракторами из различных горных пород. Источниками главной массы серы вадозных растворов являются атмосферные осадки. Часть серы поступает в такие растворы из выветривающихся сульфидов, растворимых сульфатов и продуктов разложения растений.

### *Магматические породы и руды*

Сера сульфидов изверженных горных пород, образовавшихся из существенно не контаминированного биогенной серой вещества мантии, по общему мнению, характеризуется значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , близкими к нулевым, т. е. свойственными сере метеоритов. У основных и ультраосновных пород такие значения  $\delta^{34}\text{S}$  однозначно указывают на мантийное происхождение вещества магмы. Что же касается кислых пород, то их сера может быть близкой к метеоритной по значениям  $\delta^{34}\text{S}$  и в случае образования магмы в земной коре путем переплавления первично осадочного материала, хотя этот процесс местами имел следствием появление гранитов, обогащенных изотопом  $\delta^{34}\text{S}$ . Так, по данным У. Гросса и Х. Тода, в Канаде некоторые архейские кислые интрузивы по значениям  $\delta^{34}\text{S}$  мо-



гут рассматриваться как имеющие «коровое» происхождение:  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов из таких интрузивов составляет от  $+6,9$  до  $+30,2\%$  (среднее  $18,18\%$ ). На той же территории имеются и кислые интрузивы, сульфидная сера которых характеризуется близкими к метеоритным значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , источником этой серы может быть как верхняя мантия, так и осадочные толщи земной коры.

Вероятность мантийного происхождения магмы, давшей гранитные интрузивы Саксонии и Тюрингии в ГДР, обоснована данными Х. Рёслера с соавторами [51]; например, у пирита из гранитов Нидербобрича (Саксония) значения  $\delta^{34}\text{S}$  составляют от  $+1,5$  до  $+3,1\%$  (среднее  $+2,6\%$ ).

Сера магматических медно-никелевых сульфидных руд месторождений Садбёри ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $+0,2$  до  $2,5\%$ ) и Стиллуотер (от  $0$  до  $+1,2\%$ ) по изотопному составу может рассматриваться их мантийная. В Талнахском и Октябрьском месторождениях (Норильская группа), которые относятся к тому же типу, вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидной серы соответственно составляют от  $+9,1$  до  $+9,4$  и от  $+10,4$  до  $+12,1\%$ , что объясняется ассимиляцией рудоносной магмой серы из пластов осадочных сульфатов [13]. В Маймечинском районе (северо-восточная часть Тунгусской синеклизы) в интрузивных породах (долериты, габбро-пегматиты толейитового долерита) значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидной серы отвечают метеоритным, но там, где содержание серы является повышенным, возрастают и значения  $\delta^{34}\text{S}$  (до  $27,7\%$ ), что говорит о поглощении магмой серы осадочных толщ [6].

В Ловозерском щелочном массиве (Кольский полуостров) значения  $\delta^{34}\text{S}$  серы минералов сиенитов, фояитов, уртитов и пегматитов составляют: в сульфидах—от  $-2,0$  до  $+0,4\%$ , в нозеане (сульфатная сера)— $+4,9\%$ ; эти данные указывают на глубинную природу серы; сульфатная сера нозеана несколько обогащена изотопом  $^{34}\text{S}$ , что находит объяснение в термодинамическом изотопном обмене между разными формами серы в расплаве [14]. В вишневите из Вишневых гор на Урале повышенное значение  $\delta^{34}\text{S}$  сульфатной серы ( $6,3\%$ , данные автора) объясняется теми же процессами изотопного обмена.

В Хибинском щелочном массиве [29], значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидной серы пород пегматитов и гидротермальных образований (от  $-2,1$  до  $+2,2\%$ ) также могут рассматриваться как указание на ее глубинный источник.

Изучение изотопного состава сульфидной серы неизмененных глубинных пород (перидотиты с гранатом и без него, эклогиты, гранатовые пироксениты), которые образуют включения в кимберлитах трубки «Обнаженная» (Якутия) и рассматриваются как происходящие из вещества верхней мантии, показало, что значения  $\delta^{34}\text{S}$  этой серы очень низки и варьируют в весьма небольших пределах—от  $+0,4$  до  $+2,1\%$ ; у сульфидов серпентинизированных лерцолитов и серпентинов  $\delta^{34}\text{S}$  достигает  $23,8\%$ , что указывает на привнос биогенной серы [8].

Данные об изотопном составе сульфидной серы карбонатитов разных регионов СССР послужили основанием для вывода о магматической



природе вещества этих пород: значения  $\delta^{34}\text{S}$  карбонатитов СССР изменяются от  $-6,4$  до  $+2,0\%$ . Отмечена тенденция к понижению значений  $\delta^{34}\text{S}$  в конечные стадии карбонатитового процесса [4].

М. Мякиля и Х. Вартиайнен [47] показали, что в карбонатитовом массиве Сокли (Финляндия), который, как и советские массивы Ковдор и Вуорнярви, находится в щелочной провинции Кольского полуострова, значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов варьируют от  $-0,6$  до  $-5,6\%$ ; это близко к данным для Ковдора от  $-1,9$  до  $-6,4\%$  и Вуорнярви (от  $-1,0$  до  $-4,3\%$ ). Каждой из пяти стадий формирования массива Сокли отвечает свой средний изотопный состав серы.

### *Гидротермальные руды с мантийной серой*

Сульфидная сера, которая по изотопному составу может рассматриваться как мантийная, характерна для месторождений жильного или прожилкового типа в телах гранитоидов и во вмещающих их толщах. Столь же характерна ювенильная сера для сульфидных минералов скарнов. Так, в пирите, халькопирите, галените, молибдените и кобальтине Саякской группы скарновых тел (Северное Прибалхашье) значения  $\delta^{34}\text{S}$  составляют от  $-2,1$  до  $-3,4\%$  [22]. Другими примерами могут служить минерализация гранитных массивов ГДР [51] и Центрального Казахстана [23]. Большие количества ювенильной серы содержатся в колчеданных залежах, среди вулканогенных толщ различных стран.

В формировании рудных залежей данного типа большая роль принадлежит процессам замещения вулканогенного материала, железо которого при воздействии содержащих сероводород глубинных эманаций входит в состав пирита. Местами проявления этого процесса на суше являются вулкан Менделеева (остров Кунашир, Курилы), а на дне моря—район острова Вулкано в Тирренском море. Характерно, что на вулкане Менделеева и у острова Вулкано под воздействием глубинных сероводородсодержащих эманаций образовался только дисульфид железа. Как более поздний минерал в колчеданных залежах вулкана Менделеева наблюдается киноварь, сера которой имеет такой же изотопный состав, что и сера слагающего главную массу залежей пирита. В более древних колчеданных залежах имеются промышленные скопления более поздних, чем пирит сульфидов меди (преимущественно халькопирита), реже сфалерита практически с тем же изотопным составом серы, что и у пирита. Отложение поздних сульфидов в колчеданных залежах связано с приносом в них меди и цинка после проявления тектонических воздействий и носило характер замещения пирита, в основном с наследованием изотопного состава его серы. Источниками небольших количеств ртути в колчеданных залежах следует считать глубинные эманации; что же касается меди и цинка, то их более вероятным источником можно считать различные породы, в которых циркулировали нагретые кислые растворы с повышенным или высоким содержанием хлоридов. Представители месторождений типа колчеданных залежей в вулканогенных тол-



щих имеются в СССР (Карелия, Урал, Кавказ), Норвегии (Сулительма, Скоровас, Лёккен), на Кипре и в других странах.

Ювенильная сера, происходящая из верхней мантии наиболее глубоких частей земной коры, весьма характерна для сульфидов так называемой порфировой формации или формации вторичных кварцитов в областях складчатости палеозоя, мезозоя и кайнозоя (СССР, Северная и Южная Америка и другие регионы). Примеры медных и молибденово-медных месторождений этого типа: в СССР—Коунрад, Бошекуль, Борлы, Карабас в Казахстане, Алмалык в Узбекистане, Урупское на Сев. Кавказе и др.; в США—Бьютт в шт. Монтана, Бингэм в шт. Юта, в Австралии—месторождения Новой Англии.

Данные об изотопном составе серы многих среднетемпературных жильных месторождений с различным содержанием кварца, образовавшихся в различных породах, указывают на исключительную или главную роль в их сульфидных рудах ювенильной серы. В качестве примера золото-мышьяково-вольфрамовых руд такого типа могут служить руды месторождения Парк-Каунти в шт. Монтана (США), где значения  $\delta^{34}\text{S}$  варьируют от  $+1,0$  до  $+4,7\text{‰}$  [33]. В Березовском золоторудном месторождении на Урале, кварцевые жилы которого секут дайки разновозрастных гранитондов в вулканогенно-осадочной толще, значения  $\delta^{34}\text{S}$  главного сульфидного минерала—пирита ранней стадии минерализации составляют от  $-1,0$  до  $+1,5\text{‰}$ ; в позднюю стадию отлагается пирит с  $\delta^{34}\text{S}$  от  $+7,0$  до  $+10,0\text{‰}$ , что указывает на поступление серы из другого источника [12].

На Алдане руды золота с сульфидами не обнаруживают пространственных связей с телами магматических пород. В юдомской доломитовой толще (нижний кембрий) имеются секущие жилы и залежи золото-кварцевой формации; значения  $\delta^{34}\text{S}$  их пирита составляют от  $-0,8$  до  $+3,4\text{‰}$  [15].

На Южном Урале сера с значениями  $\delta^{34}\text{S}$  от  $+0,3$  до  $+1,2\text{‰}$  характерна для пирита хрусталеносных кварцевых жил и вмещающих их метасоматических альбититов, которые приурочены к зонам нарушений в метаморфизованных силур-девонских вулканогенных породах [16].

В Донбассе близкие к метеоритным значения  $\delta^{34}\text{S}$  отмечены для гидротермальных месторождений Никитовского рудного поля (киноварь, антимонит) и Острого бугра (золотоносный пирит, арсенопирит), которые пространственно связаны с Центрально-Донбасским глубинным разломом [19].

По автору, ювенильная сера характерна для гидротермальных свинцово-цинковых и медных руд следующих месторождений Югославии: Майданпек, Злетова, Трепча, Рудник, Бор, Сребреница, Ново-Брдо..

Имеющиеся данные служат достаточным основанием для вывода о поступлении ювенильной (мантийной) серы в верхние горизонты земной коры как в зонах проявления магматизма и в связи с ним, так и вне участков магматической активности, приуроченных к зонам глубинных разломов, где к поверхности, как и в зонах формирования магматических



тел и накопления продуктов вулканизма, перемещаются глубинные эманации.

### *Гидротермальные руды с биогенной серой*

Существует большое количество гидротермальных месторождений, сульфатная сера которых может в значительной части или полностью быть биогенной, т. е. участвовавшей в бактериальной сульфатредукции.

Об этом говорят как существенно повышенные, так и существенно пониженные значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидных минералов многих месторождений, особенно образовавшихся при пониженных или низких температурах.

В Грузии в области складчатой системы южного склона Большого Кавказа в байосской вулканогенной осадочной толще имеется ряд низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений с колломорфными текстурами сульфидных руд, сера которых значительно облегчена ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-0,5$  до  $-20\%$ ) или утяжелена ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $+2,6$  до  $+25\%$ ) [9].

В Ньюфаундленде (Канада) в слабо метаморфизованных медьсодержащих колчеданных рудах, приуроченных к подушечным лавам офиолитовой формации месторождений Тилт-Коув и Ренделл-Джекман, образование которых связывается с подводным мафическим вулканизмом, значения  $\delta^{34}\text{S}$  пирита варьируют соответственно от  $+5,5$  до  $+23,0\%$  и от  $+9,1$  до  $+18,0\%$ , а в месторождении Литтл-Бэй в том же районе — от  $-9,9$  до  $+13,8\%$ . По заключению Д. Бачинского [31], обогащенная изотопом  $^{34}\text{S}$  сера сульфидов этого месторождения происходит из сульфата ордовикского моря.

В известном медном месторождении Кеннекотт на Аляске (США), где тела богатых халькозинных руд образуют метасоматические залежи в доломитах, значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов меди варьируют от  $-19,4$  до  $+16,2\%$  [42], что свидетельствует о поступлении в зону рудообразования биогенной серы из осадочных толщ.

Важнейшим путем образования жильных и прожилковых месторождений с биогенной сульфидной серой следует считать смешение металлоносных бессероводородных рассолов и вод, обогащенных сероводородом. Моделью этого процесса можно считать отложение сульфидов в чанах, в которые на полуострове Челекен из разных буровых скважин поступают воды этих двух типов.

Специального внимания заслуживает вопрос об источниках серы гидротермальных месторождений ртути. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  киновари ряда месторождений отвечают метеоритным (или очень близким к ним). Примерами могут служить Вышковское рудное поле в Закарпатье, Никитовское рудное поле в Донбассе, месторождения Кавказа. В месторождениях Средней Азии изотопный состав сульфидной серы сульфидов ртутных месторождений сильно варьирует, а значения  $\delta^{34}\text{S}$  киновари составляют от  $-9,8$  до  $+14,0\%$  [17]. В месторождениях Южной части Сибирской платформы и ее обрамления сера киновари характеризуется зна-



чениями  $\delta^{34}\text{S}$  от  $+0,3$  до  $+26,7\%$ ; источником утяжеленной серы считаются нижнекембрийские эвапориты, из которых образовались огромные массы сероводорода [18]. По-видимому, источником ртути во всех случаях в зонах вулканизма и глубоких разломов служит верхняя мантия, а сера в значительной части является биогенной.

Большое количество биогенной серы заключено в эпигенетических стратиформных свинцово-цинковых месторождениях среди карбонатных пород. Образование их сульфидов могло происходить в результате приноса металлов нагретыми рассолами или рассольными водами в сероводородсодержащие породы или сероводорода в породы, содержащие металлы; однако образование промышленных месторождений следует приписать первому из этих процессов. Такие месторождения имеются в разных странах мира. В СССР их типичным представителем является Миргалымсай в хребте Каратау (Казахстан), в котором рудоносными являются девонские (фаменские) карбонатные породы;  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидной серы месторождения: пирит—от  $-15,2$  до  $+14,1\%$ , галенит—от  $-9,7$  до  $+6,4\%$ , сфалерит—от  $+1,5$  до  $+7,3\%$  [1].

Широко известные месторождения этого типа в США находятся в долине р. Миссисипи ( $\delta^{34}\text{S}$  галенита от  $+6,3$  до  $+11,4\%$ , сфалерита—от  $+11,4$  до  $+15,9\%$ ).

В Канаде подобные свинцово-цинковые руды характерны для девонских карбонатных пород района Пайн-Пойнт; средние значения  $\delta^{34}\text{S}$  их сульфидной серы—от  $+18,4$  до  $+21,6\%$  [32].

На территории Западных Карпат в триасовых известняках имеется ряд месторождений эпигенетических свинцово-цинковых руд; наибольшие вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  (от  $-18,1$  до  $+14,7\%$ ) отмечены для месторождения Поники [43].

В особую группу эпигенетических стратиформных месторождений следует выделить те, в которых сульфиды Cu, Zn, Pb формировались путем замещения ранее образовавшегося пирита. Таковы, по мнению автора, меднорудные месторождения Джезказган в Казахстане и Удокан в Восточной Сибири. Оруденение в них приурочено к осадочным породам—в Джезказгане ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-4,7$  до  $-20,1\%$ ) пермокарбоновым, в Удокане ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-7,7$  до  $-22,7\%$ )—протерозойским. Вероятно такое же происхождение для некоторых месторождений Замбии и Заира.

Значительное число стратиформных месторождений относится к категории термально-осадочных, т. е. образовавшихся в бассейнах седиментации в результате поступления в их илы, содержащие сероводород и сульфатную серу, нагретых металлоносных растворов. В зависимости от локальных условий сульфидная сера илов обогащена или легким, или тяжелым изотопом серы. Минеральный состав руд определяется составом растворов, изливающихся на дно бассейна. Широко известной моделью такого процесса может служить отложение сульфидов во впадинах Красного моря. Классическими примерами являются Раммельсберг (свинцовоцинково-медные руды,  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов от  $7$  до  $+20\%$ ) [30]



и Мегген (цинково-серноколчеданные и баритовые руды,  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов от +11,9 до +24,1‰) [34].

В Атасуйском районе Казахстана термально-осадочные свинцово-цинковые руды представляют фаменские углисто-кремнистые карбонатные породы с вкрапленностью сульфидов (галенит, сфалерит, пирит), для которых характерны значительные вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  (у пирита из месторождения Бестюбе от -8,2 до +16,2‰). В месторождениях этой группы имеются также более поздние линзовидные и жиллообразные рудные тела—свинцово-цинково-баритовые и медно-баритовые; значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов изменяются от -7 до +7‰. Образование этих тел следует связать с внутренней разгрузкой термальных растворов, т. е. с их разгрузкой под осадками морского дна. В той же фаменской толще среди яшмовидных и кремнисто-карбонатных пород с низким содержанием углерода имеются залежи окисных железо-марганцевых руд (гематит, магнетит, гаусманит и др.). Нахождение в одной и той же толще сульфидных и окисных руд свидетельствует о существовании в Атасуйском районе в фаменском море условий для образования как сульфидных (повышенное содержание органического вещества в илах), так и окисных (пониженное содержание органического вещества в илах) руд. В девонское время образовались также термально-осадочные свинцово-цинковые руды Лениногорского ( $\delta^{34}\text{S}$  до -12‰) месторождения на Алтае.

В Енисейском крае на площади Рассохинского рудного поля в отложениях верхнего рифея колчеданные руды с галенитом и сфалеритом содержатся в углеродисто-глинисто-карбонатных породах и углеродисто-карбонатно-глинисто-кремнистых породах; значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов—от -22,2 до +17,1‰ [6].

В Замбии к термально-осадочной группе относится одно из наиболее крупных медных стратиформных месторождений—Шэврок, руды которого приурочены к линзам известковистых метааркозов среди графитистых сланцев; для сульфидной серы характерны значения  $\delta^{34}\text{S}$  от +3,0 до +14,8‰ [59].

Особенностью крупнейшего термально-осадочного свинцово-цинкового и баритового месторождения Ирландии Силвермайнз, которое приурочено к карбонатным породам нижнего карбона, является наличие наряду со стратиформными термально-осадочными рудами ( $\delta^{34}\text{S}$  пирита—от -13 до -36‰) руд жильного типа, сульфиды которых содержат значительно меньше изотопа  $^{32}\text{S}$  ( $\delta^{34}\text{S}$  от -8 до +4‰); П. Кумер и Б. Робинсон [37] допускают, что сера жильных сульфидов в отличие от серы стратиформных тел происходит из глубинного источника, хотя к аналогичным результатам могла привести разгрузка растворов под осадками морского дна.

При образовании колчеданных стратиформных руд месторождения Батерст в Канаде (средние  $\delta^{34}\text{S}$  от +6,5 до +16,5‰) в ордовикских вулканитах, по Дж. Ласку [45], главная масса серы привносилась с глуби-



ны, но часть ее, возможно, поступала в зону рудообразования в виде морского сульфата.

Одним из крупнейших стратиформных свинцово-цинковых месторождений Канады является Салливан; его руды залегают среди пород протерозоя; значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов—от  $-10,4$  до  $+4,7\text{‰}$  [35].

В Австралии (Западная Тасмания) среди кембрийских или позднепротерозойских вулканитов залегают медно-свинцово-цинковые или серебро-свинцово-цинковые руды, сходных по геологической позиции месторождений Розберри ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср.}} = +10,9\text{‰}$ ), Маунт-Фаррелл ( $+14,1\text{‰}$ ) и Манут-Лайелл ( $+7,0\text{‰}$ ). Сера этих месторождений частью является глубинной и частью происходит из метеорных (вадозных) растворов [56].

В рудах типа куроко, которые в основном приурочены к третичным зеленым туфам и представлены сингенетичными стратиформными телами, эпигенетичными прожилками и штокверками, значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) варьируют в более узких пределах (от  $+1,0$  до  $+8,2\text{‰}$ ) [44], что совместимо с представлением о происхождении их серы как из глубинного источника, так и из вадозных растворов.

Весьма детально изучен изотопный состав серы стратиформного медного (пирит, халькопирит, пирротин) месторождения Рауль-Майн в Перу, которое заключено в верхнемеловой толще андезитовых вулканитов, граувакк, тонкозернистых песчаников и алевроитов. Образование руд отдельных участков происходило в разное время и при разных физико-химических условиях. Руды подверглись метаморфизму в условиях зеленосланцевой амфиболитовой фации. Гю Э. Рилли и Х. Омото [50],  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов этих руд составляет от  $-10$  до  $+23\text{‰}$ . Сульфиды в граувакковой толще ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $0$  до  $+9\text{‰}$ ) и в толще вулканитов ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $+9$  до  $+23\text{‰}$ ) образовались при рН  $4-7$  и температуре  $320-360^\circ\text{C}$ , в толще тонкозернистых песчаников и алевроитов ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $0$  до  $+14\text{‰}$ )—при температуре  $70-350^\circ\text{C}$ . В главной массе руды представляют отложения в местах разгрузки термальных вод источника на морском дне. Прожилки и вкрапленные выделения сульфидов в вулканических породах месторождения Рауль рассматриваются как образовавшиеся на некоторой глубине под морским дном (внутренняя разгрузка восходящих термальных вод). Предполагается, что сера сульфидов этого месторождения в основном происходит из сульфата морской воды и образовалась благодаря сульфатредукции содержащими закисное железо компонентами вулканических пород при повышенных температурах.

### *Сера зоны гипергенеза*

Появление и накопление серы в зоне гипергенеза связано с процессами дегазации мантии, в частности, в районах вулканической деятельности. В течение продолжительного периода, предшествовавшего началу процессов бактериальной сульфатредукции, т. е. до появления существ-



венных количеств свободного кислорода и некоторого накопления органического вещества в водных бассейнах, сера зоны гипергенных процессов (в основном сульфидная, частью сульфитная и сульфатная) по изотопному составу практически не отличалась от серы мантии, т. е. практически была ювенильной. В этот период не могли образоваться как сульфиды, так и сульфаты с заметно утяжеленной серой. Несомненно проявление бактериальной сульфатредукции по крайней мере около 2 млрд. лет назад. По данным А. Гудвина с соавторами [39], несомненно проявление этого процесса в архее, об этом говорят значения  $\delta^{34}\text{S}$  двух первоначально осадочных архейских железорудных месторождений Канады—Мичипикотен (от  $-10,5$  до  $+10,1\text{‰}$ ) и Умен—Ривер (от  $-6,8$  до  $+8,2\text{‰}$ ). По мере развития растительности в морских бассейнах роль процессов бактериальной сульфатредукции усиливалась, а связывание ее продукта—сульфидной серы железом и отчасти другими металлами привело к постепенному утяжелению остаточного морского сульфата. К началу появления наземной растительности, вероятно в силуре, значения  $\delta^{34}\text{S}$  морского сульфата оказались весьма высокими; об этом говорят данные об изотопном составе серы эвапоритов.

На континентах до появления наземных растений процессы бактериальной сульфатредукции практически не проявились, поэтому утяжеление сульфатной серы здесь происходило лишь вследствие ее смешения с атмосферной серой, поступавшей в составе облачных вод с мирового океана. Поэтому сера вод суши и атмосферы над ней еще в весьма отдаленные эпохи была значительно более легкой, чем сера океана и его атмосферы.

С развитием процессов фотосинтеза на суше, количество кислорода в атмосфере резко возросло, в геохимии изотопов серы большую роль стали играть процессы бактериального окисления сульфидной серы с образованием изотопно легкого сульфата. Этот процесс стал в той или иной степени уравнивать результаты бактериальной сульфатредукции в мировом океане. Возможно, что он же является причиной отмеченной в литературе общей тенденции к понижению  $\delta^{34}\text{S}$  нефтей из более молодых осадочных толщ [57].

Установившееся до начала процессов интенсивной регенерации сульфата из сероводорода значительное различие между изотопным составом серы континентальных вод и атмосферы над сушей, с одной стороны, и серы мирового океана с атмосферой над ним, с другой, существует и в современную эпоху. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  океанической воды близки к  $+20\text{‰}$ . По данным автора и его сотрудников, участвовавших в экспедиции на судне «Академик Курчатов» в 1976—1977 г.г., значения  $\delta^{34}\text{S}$  воды в Атлантическом и Тихом океанах соответственно составляют от  $+18,2$  до  $+20,2\text{‰}$  (средн. по 22 пробам  $+19,3\text{‰}$ ) и от  $+17,7$  до  $+20,2\text{‰}$  (средн. по 36 пробам  $+19,2\text{‰}$ ): значения  $\delta^{34}\text{S}$  атмосферных осадков, выпавших в тот же период на акваториях этих двух океанов изменяются в пределах: Атлантический от  $+12,1$  до  $+15,0$ , среднее по



6 пробам  $+13.4\text{‰}$ . Тихий—от  $+9.4$  до  $+16.3\text{‰}$ , среднее по 20 пробам  $+13.3\text{‰}$  [27].

На территории СССР значения  $\delta^{34}\text{S}$  речных вод большей частью ниже  $5\text{‰}$ ; это же характерно и для почв [25]. Среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  проб атмосферных осадков на территории СССР составляет  $+5.9\text{‰}$  [26]. Особое место занимает в районе Якутска река Лена, в которую разгружаются подземные воды, обогащенные утяжеленной сульфатной серой из эвапоритов нижнего кембрия Центральной Якутии. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфата реки Лены составляют от  $21.6$  до  $+25.9\text{‰}$ . Благодаря тому, что та или иная часть сульфата этой реки поступает в атмосферу, значения  $\delta^{34}\text{S}$  атмосферных вод этого района частью являются аномально высокими (от  $+4.9$  до  $+21.6$ , среднее  $+10.6\text{‰}$ ) [28].

В соответствии с значениями  $\delta^{34}\text{S}$  атмосферных осадков  $\delta^{34}\text{S}$  растений с хорошо дренируемых почв континентов также являются довольно низкими и частью (вследствие бактериальной регенерации сульфата из сероводорода)—отрицательными [28]. В растениях океанических островов Сан-Мигель в Атлантическом и Кокос в Тихом океане содержание изотопа  $^{34}\text{S}$  значительно выше.

Дж. Смит и Б. Бэттс [54], основываясь на значениях  $\delta^{34}\text{S}$  австралийских каменных углей разного возраста с низким общим содержанием органической серы (от  $+4.6$  до  $+7.3\text{‰}$ ), сделали вывод, что изотопный состав серы пресных вод был постоянным с пермского периода и до наших дней.

К настоящему времени накопилось много данных, которые служат основой понимания особенностей формирования изотопного состава серы в ходе литогенеза. Важнейший вывод из этих данных заключается в том, что сульфатредукция, определяющая значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов и сульфатов осадочных пород, зависит от количества и усвояемости микроорганизмами органического вещества в осадках. Очевидно, что изотопный состав сульфидной и сульфатной серы минералов, образующихся в раннюю и позднюю стадии диагенеза, будет неодинаковым. В раннюю стадию, когда в донный илистый осадок может неограниченно поступать морской сульфат, образуется сероводород, а, следовательно, и сульфиды (преимущественно пирит или марказит) с облегченной сульфидной серой, сульфатная сера в сфере бактериальной сульфатредукции вследствие регенерации сульфата из сероводорода становится все более легкой. В позднюю стадию диагенеза илистый осадок оказывается под слоем более молодого ила и изолирован от морской воды: благодаря этому система является замкнутой, сульфидная и сульфатная сера все более утяжеляются. Благодаря этому в раннедиагенетических конкрециях проявляется тенденция к уменьшению значений  $\delta^{34}\text{S}$ , а в позднедиагенетических—к их возрастанию от ядра к внешним зонам.

Раннедиагенетический пирит с сильно облегченной серой обнаружен в киммерийских железных рудах Нового Карантина на Керченском полуострове ( $\delta^{34}\text{S}$  до  $-37.9\text{‰}$ ) и в триасовой угленосной толще Сухого



лога на Урале ( $\delta^{34}\text{S}$  до  $-45.2\text{‰}$ ). У позднедиагенетического пирита из пермо-карбоновых отложений Дзезказгана (Казахстан) и барита из киммерийских отложений Керченского полуострова значения  $\delta^{34}\text{S}$  достигают  $+70\text{‰}$  [24]. В Японском море встречены конкреции позднедиагенетического барита с  $\delta^{34}\text{S}$  от  $+47.5$  до  $+86.7\text{‰}$  [52].

### Заключение

Сера различных геологических образований может быть чисто абигенной (мантийной), абигенной с примесью биогенной, биогенной с примесью абигенной и чисто биогенной.

Абигенной является сера большинства магматических горных пород; в некоторых из них она контаминирована биогенной серой осадочных толщ. Сера палингенных гранитов, по-видимому, нацело является биогенной. Абигенная сера характерна также для руд, образовавшихся в местах поступления с больших глубин высокотемпературных эманаций в связи с внедрением интрузивных магм, вулканической активностью или образованием глубинных разломов вне зон проявления магматизма. Месторождения с абигенной серой образуются в широком диапазоне температур—от высокотемпературных до низкотемпературных; контаминация мантийной серы биогенной серой наименее характерна для глубинных высокотемпературных месторождений и месторождений типа медно-молибденовых порфировых руд (месторождений во вторичных кварцитах).

Выводы о мантийной природе серы, основанные на ее изотопном составе, не распространяются на металлы, с которыми она связана в минералах.

Биогенная сера, которая может резко отличаться по изотопному составу от серы абигенной, генерируется в земных условиях, начиная с древнего докембрия. Содержащие ее нагретые нисходящие вадозные растворы участвуют в многообразных процессах формирования гидротермальных (вадозно-гидротермальных) месторождений, особенно многих стратиформных месторождений свинцово-цинковых руд. При сильном охлаждении такие растворы по физико-химической характеристике не отличаются от растворов зоны гипергенеза; их целесообразно именовать вадозными фригидно-гидротермальными. Металлы вадозных растворов в основном происходят из различных горных пород. Их осаждение на дне бассейнов с сероводородсодержащими илами приводит к образованию термально-осадочных сульфидных месторождений, очевидно, вдали от прибрежных частей океана, где органические вещества и бактериальная сульфатредукция с образованием сероводорода почти не проявляются, условия для формирования подобных месторождений неблагоприятны.

Огромное количество серы фиксируется в осадочных породах. Изотопный состав ее минералов, образующихся в разные стадии литогене-



за, неодинаков. Поэтому даже в небольшом объеме осадочной породы могут устанавливаться значительные вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  серы. Ее полная изотопная гомогенизация возможна лишь при специфических условиях метаморфизма или при образовании палингенных магм.

ИГЕМ АН СССР

Поступила 23.1.1979.

Յ. Վ. ԶՈՒԽՐՈՎ

# ԳԵՈԲԻՄԻԱԿԱՆ ՄԻՋԱՎԱՅՐԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՈՒ ԼՆՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐԵՆԵՐԻ ՄԵՄԲԻ ԻՋՈՏՈՊԱՅԻՆ ԿԱԶՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Տարբեր երկրաբանական առաջացումների ծծումբը կարող է լինել զուտ արիոգեն (մանտիայից եկած), արիոգեն՝ բիոգեն ծծմբի խառնուրդով, բիոգեն՝ արիոգեն ծծմբի խառնուրդով և զուտ բիոգեն:

Հրային ապարների մեծամասնության ծծումբն արիոգեն է. դրանցից որոշ մասի մեջ արիոգեն ծծումբը կարող է կոնտամինացվել նստվածքային ապարների բիոգեն ծծմբով: Պալինգեն գրանիտների ծծումբն, ըստ Լրևույթին, լիովին բիոգեն է: Արիոգեն ծծումբը բնորոշ է նաև այնպիսի հանքանյութերի համար, որոնք առաջացել են մեծ խորություններից եկած բարձր ջերմաստիճանային էմանացիաներից՝ կապված ինտրուզիվ հալոցքների, հրաբխային գործունեության կամ մագմատիզմի զարգացման զոնաների հետ շառնչվող խորքային բեկվածքների հետ:

Բիոգեն ծծումբը, որն իր իզոտոպային կազմով կարող է խիստ տարբերվել արիոգենից, առաջանում է երկրային պայմաններում՝ սկսած վաղ մինչքեմբրյան ժամանակաշրջանից: Այդպիսի ծծումբ պարունակող վայրընթաց տաքացած վադող լուծույթները մասնակցում են վադող-հիդրոթերմալ հանքավայրերի առաջացման բազմազան պրոցեսներին. հատկապես մեծ է դրանց դերը կապար-ցինկային շերտաձև (ստրատիֆորմ) հանքավայրերի ձևավորման մեջ: Վադող լուծույթներում առկա մետաղները հիմնականում փոխառնվում են տարբեր լեռնային ապարներից, որոնց միջով ներթափանցում են այդ լուծույթները: Այդ մետաղների նստեցումն ծծմբաջրածնով հարուստ տիղմեր պարունակող ջրավազանների հատակում բերում է թերմալ-նստվածքային սուլֆիդային հանքավայրերի առաջացմանը:

Ծծմբի հսկայական քանակություններ են կուտակվում նստվածքային ապարներում: Լիթոգենեզի տարբեր ստադիաներում առաջացած միներալների իզոտոպային կազմը կարող է խիստ տարբեր լինել: Նստվածքային ապարների ծծմբի իզոտոպային կազմի համահավասարեցումը կարող է տեղի ունենալ միայն մետամորֆիզմի կամ պալինգեն մագմաների առաջացման պայմաններում:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

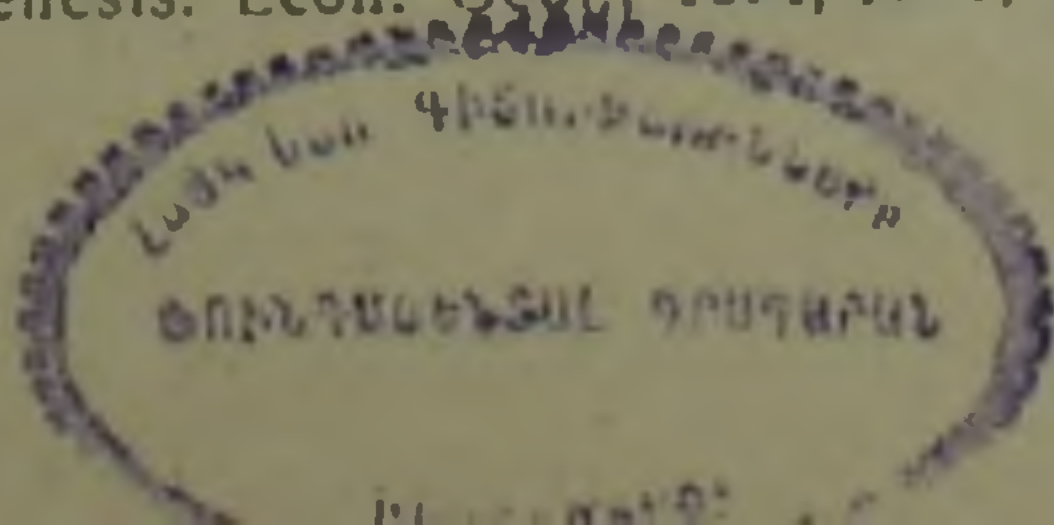
1. Богданов Ю. В., Голубчик М. Н. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Миргалимсайского свинцово-цинкового месторождения. Геол. рудн. местор. № 3, 1971.



2. Буслаев Ф. П., Изумнов С. Н., Ярош П. Я. Вариаии изотопного состава серы и метаморфизм колчеданных месторождений Урала. Геол. рудн. местор. № 4, 1976.
3. Голышев С. И., Падалко Н. Л. Теоретическое изучение распределения изотопов серы в сульфидных минералах. Геохимия, № 11, 1978.
4. Гриненко Л. Н., Конюнова В. А., Гриненко В. А. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов. Геохимия, № 1, 1970.
5. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. «Наука», М., 1974.
6. Гриненко Л. Н., Пономарев В. Г. О природе сульфидной минерализации Рассохинского рудного поля. Геол. рудн. местор., № 4, 1976.
7. Гриненко Л. Н., Старицына Г. Н., Горяинов И. Н. Особенности медно-никелевой минерализации на северо-востоке Тунгусской синеклизы (по изотопии серы руд и пород). Геохимия, № 11, 1976.
8. Гриненко Л. Н., Уханов А. В. Изотопный состав серы и ее содержание в ксенолитах верхней мантии из кимберлитовой трубки Обнаженная. Геохимия, № 12, 1977.
9. Иваницкий Т. В., Кавиладзе М. Ш., Рубинштейн М. М. Изотопный состав серы свинцово-цинковых месторождений Грузии. Геохимия, № 7, 1975.
10. Изумнов С. А. Экспериментальное изучение изотопного обмена между сульфидной и сульфатной серой в гидротермальном растворе. Геохимия, № 4, 1976.
11. Изумнов С. А., Гриненко В. А., Помер Н. Б. Температурная зависимость коэффициента разделения изотопов серы между сероводородом и растворенным сульфатом в интервале температур 260—400°. Геохимия, № 7, 1977.
12. Изумнов С. А., Перкова Р. И., Чесноков Б. В. Зональное распределение изотопов серы в кристаллах пирита и некоторые особенности формирования сульфидной минерализации Березовского золоторудного месторождения на Урале. Геохимия, № 9, 1977.
13. Коваленкер В. А. Минералогия и геохимия селена и теллура. М., «Наука», 1977.
14. Кузнецова С. Я., Загряжская Г. Д. Изотопный состав серы в пороодообразующих минералах Ловозерского щелочного массива. Геохимия, № 12, 1976.
15. Миронюк Е. П., Голубчина М. Н. Об источниках серы при формировании золото-сульфидных руд Алданского щита. Геол. рудн. местор., № 4, 1978.
16. Нейкур Т. Л., Покровский П. В. Изотопный состав серы сульфидов одного из месторождений горного хрусталя на Южном Урале. Геохимия, № 7, 1974.
17. Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. Изотопный состав серы ртутных месторождений. Сб. «Изотопы серы и вопросы рудообразования». М., «Наука», 1967.
18. Озерова Н. А., Виноградов В. И., Оболенский А. А., Кандер В. М., Тигунов Л. П. Об источниках серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления. Сб. «Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении», М., «Наука», 1976.
19. Панов Б. С., Корчемачин В. А., Пилот И. Об изотопном составе серы минералов Донецкого бассейна. Геол. рудн. местор., № 3, 1974.
20. Розанова Е. П. Видовой состав и физиологические особенности. Тезисы докладов V съезда Всесоюзного микробиологического общества. Секция «Экология микроорганизмов». Ереван, 1975.
21. Суворова В. А., Текишев А. С. Экспериментальное изучение равновесного распределения изотопов серы между сульфидами Mo, Zr и Sn, Геохимия, № 11, 1976.
22. Сыромятников Н. Г., Трофимова Л. А., Замятин Н. И. Стабильные изотопы и радиоэлементы как индикаторы рудообразования. Алма-Ата. «Наука», Каз. ССР, 1978.
23. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов В. И. Изотопный состав и происхождение серы некоторых молибденовых и вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана. Сб. «Изотопы серы и вопросы рудообразования». М., «Наука», 1967.



24. Чухров Ф. В. К вопросу об изотопном фракционировании серы при литогенезе. Литол. и полезн. ископ., № 2, 1970.
25. Чухров Ф. В., Чуриков В. С., Ермилова Л. П., Носик Л. П. О вариациях изотопного состава серы некоторых природных вод. Геохимия, № 3, 1975.
26. Чухров Ф. В., Чуриков В. С., Ермилова Л. П., Носик Л. П. Изотопный состав атмосферной серы и его возможная эволюция в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1977.
27. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Носик Л. П. Новые данные об изотопном составе серы океанических акваторий. Докл. АН СССР, т. 242, № 4, 1978<sub>1</sub>.
28. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Чуриков В. С., Носик Л. П. К фитогеохимии изотопов серы в некоторых регионах. Геохимия, № 7, 1978<sub>2</sub>.
29. Шлюкова З. В., Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Виноградов В. И. Об изотопном составе серы в минералах Хибинского массива нефелиновых сиенитов. Сб. «Изотопы серы и вопросы рудообразования». М., «Наука», 1967.
30. Anger G. Schwefelisotopen—Untersuchungen in Sedimentären Lagerstätten. Vorträge des Internationalen Symposiums "Erdölmicrobiologie". Abh. Deutsch. Akad. Wiss. zu Berlin, 1966, SS. 216—225.
31. Bachinski D. Sulfur isotopic composition of ophiolitic cupriferous formation iron sulfide deposits, Notre Dame Bay, Newfoundland. Econ. Geol., 1977, № 2, pp. 234—257.
32. Beales F. W., Jackson S. A. Pine Point—a stratigraphical approach. The Canad. Mining a. Metall. Bulletin, 1968, v. 61, № 675, pp. 867—878.
33. Brooks A. G., Brown L. E. Sulfur isotopic analysis from Park County, Montana. Econ. Geol., 1966, v. 61, № 3—4, pp. 613—617.
34. Buschendorf F., Nielsen H., Pachelt H., Rieke W. Schwefel—Isotopen Untersuchungen am Pyrit—Sphalerit—Baryt—Layer Meggen/L inne (Deutschland) und an verschiedenen Devon—Evaporiten. Geoch. Cosmoch. Acta, 1963, v. 27, № 5, pp. 501—523.
35. Campbell F. A., Ethier V. G., Krouse H. R., Both R. A. Isotopic composition of sulfur in the Sullivan orebody, British Columbia. Econ. Geol., 1978, v. 73, № 2, pp. 246—268.
36. Chambers L. A., Trudinger Ph. A. A possible boundary condition in bacterial sulfur isotope fractionation. Geoch. Cosmoch. Acta, 1976, v. 40, pp. 1191—1194.
37. Coomer P. G., Robinson B. W. Sulphur and sulphate—oxygen isotopes and the origin of the Silvermines deposits, Ireland. Min. Deposita, 1976, v. 11, № 2, pp. 155—169.
38. Elcombe M. M., Huiston J. R. Calculation of sulphur isotope fractionation between sphalerite and galena using lattice dynamics. Earth a. Planet. Sci. Letters, 1978, v. 28, pp. 172—180.
39. Goodwin A. M., Monster J., Thode H. G. Carbon and sulfur isotope abundances in Archean Iron formations and early Precambrian life. Econ. Geol., 1976, v. 71, № 5, 1965, pp. 870—891.
40. Gross W. H., Thode G. Ore and source of acid intrusives using sulfur isotopes. Econ. Geol., 1965, pp. 576—580.
41. Groves D. I., Binns R. A., Barret F. M., McQueen K. G. Application of sphalerite geobarometry and sulfur isotope geothermometry to ores of the Quemont Mine, Noranda, Quebec. Econ. Geol., 1976, v. 71, № 5, pp. 949—950.
42. Jensen M. L. Sulfur isotopes and hydrothermal mineral deposits. Econ. Geol., 1959, v. 54, № 3, pp. 374—394.
43. Kantor J. Pb—Zn—ores of the West Carpathian Triassic and the distribution of their sulphur isotopes. In "Time—and strata bound ore deposits". Springer—Verlag, Berlin—Heidelberg—New York, 1977, pp. 294—304.
44. Lambert I. B., Samo T. The Kuroko and associated ore deposits of Japan: a review of their features and metallogenesis. Econ. Geol., 1974, № 8, pp. 1215—1236.





45. *Lusk J.* Examination of volcanic-exhalative and biogenic origin for sulphur in the stratiform massive sulphide deposits of New Brunswick. *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, № 2, pp. 169—183.
46. *Lusk J.* Application of sphalerite geobarometry and sulfur isotope thermometry, to ores of the Quemont Mine, Noranda, Quebec: a reply. *Econ. Geol.*, 1976, v. 71, № 5, pp. 950—951.
47. *Mäkelä M., Vartiainen H.* A study of sulfur isotopes in the Sokli multistage carbonatite (Finland). *Chem. Geology*, 1978, v. 21, № 3—4, pp. 257—265.
48. *McCready R. G. L.* Sulphur isotope fractionation by *Desulfovibrio* and *Desulfotomaculum* species. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1975, v. 39, pp. 1395—1401.
49. *McCready R. G. L.* Biogeochemical implications of inverse sulfur isotope effects during reduction of sulfur compounds by *Clostridium pasteurianum*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1976, v. 40, pp. 979—981.
50. *Ripley E. M., Ohmoto H.* Mineralogic, sulphur isotope and fluid inclusion studies of the stratabound copper deposits at the Raul mine, Peru. *Econ. Geol.*, 1977, v. 72, № 6, pp. 1017—1041.
51. *Rösler H. J., Pilot J., Gebhardt R.* Schwefelisotopenuntersuchungen an Magmatiten und postmagmatischen Lagerstätten des Erzgebirges und Thüringens. *Bergakademie*, 1966, H. 5, SS. 266—272.
52. *Sakai H.* Sulfur and oxygen isotopic study of barite concretions from danks in the Japan Sea off the Northern Honshu, Japan. *Geoch. Journal (Japan)*, 1971, v. 5, pp. 79—93.
53. *Sakai H., Dickson F. W.* Experimental determination of the rate and equilibrium fractionation factors between sulfate and sulfide in slightly acid solutions at 300°C and 1000 bars. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1978, v. 39, pp. 151—161.
54. *Smith J. W., Batts B. D.* The distribution and isotopic composition of sulfur in coal. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1974, v. 38, pp. 121—133.
55. *Smith J. W., Doolan S., McFarlane E. F.* A sulfur isotope geothermometer for the trisulfide system galena, sphalerite, pyrite. *Chem. Geol.*, 1977, v. 19, № 2, pp. 83—90.
56. *Solomon M., Rafter T. A., Jensen M. L.* Isotope studies on the Rosebery, Mount Farrell and Mount Lyell ores, Tasmania. *Mineral. Deposita*, 1969, v. 4, № 2, pp. 172—199.
57. *Thode H. G., Rees C. E.* Sulphur isotope geochemistry and Middle East oil studies. *Endavour*, 1970, v. 29, № 106.
58. *Thode H. G., Cragg C. B., Hulston Y. R., Rees C. E.* Sulfur isotope exchange between sulphur dioxide and hydrogen sulphide. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1971, v. 35, pp. 35—45.
59. *Thole R. H., Robinson B. W.* Isotopic evidence on the origin of the Shamrocke copper mine, Rhodesia. *Min. Deposita*, 1976, v. 11, № 3, pp. 298—310.



И. Г. МАГАКЬЯН

## АЛЬПИЙСКИЕ МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

Система горных хребтов Малого Кавказа располагается субпараллельно Главному Кавказскому хребту, к югу от него, охватывая территории Армянской ССР и примыкающие к ней южные районы Грузинской ССР и юго-западные районы Азербайджанской ССР.

Эта горная область издавна известна месторождениями богатых медных руд колчеданного типа (Алаверди, Шамлуг, Кафан, Кедабек и др.), а также месторождениями медно-молибденовых прожилково-вкрапленных руд типа *porphyry-copper* (Каджаран, Агарак, Анкаван и др.).

Малый Кавказ в целом представляет крупный антиклинорий СЗ-ЮВ простирания с метаморфическими и интрузивными породами докембрия и н. палеозоя в ядре и вулканогенно-осадочными толщами мезокайнозоя на крыльях. Широко развиты вулканогенно-осадочные породы юрского возраста, прорванные гранитоидами  $J_3$ — $C_1$  возраста и вулканогенно-осадочные породы мелового и эоценового возраста, прорванные гранитоидами  $Eoc_3$ — $Olg$ — $Mioc$  возраста и местами также базитами-гипербазитами  $C_2$ — $Eoc_3$  возраста.

Среди гранитоидов широко развиты гипабиссальные умереннокислые интрузивы, а также малые интрузии и экстррузии альбитофиров, гранит-порфиров, кварц-порфиров и дацитов.

Медное и медно-молибденовое оруденение области пространственно и генетически, в смысле общности глубинного очага, тесно связано с отмеченными выше гранитоидами, залегая внутри интрузивных массивов, или в их экзоконтактовых зонах.

Наиболее значительные месторождения медноколчеданных руд залегают среди кератофиров и порфиритов среднеюрского возраста (Алаверди, Шамлуг, Кафан в Арм. ССР, Кедабек в Азерб. ССР), дацитов верхнемелового возраста (Маднеули в Груз. ССР), порфиритов средне-эоценового возраста (Чибухли, Тандзут в Арм. ССР), в тесной связи с рвущими эти толщи малыми интрузиями близкого к рудовмещающим толщам состава и возраста.

Абсолютный возраст оруденения, установленный К—Аг методом по околорудным серицитам, дает цифры: для Шамлугского и Кафанского рудных полей  $142—145 \pm 5$  млн. лет (предверхнеюрский), для Чибухлинского и Тандзутского рудных полей  $32—37 \pm 1,5$  млн. лет (верхний эоцен-нижний олигоцен), что близко к абсолютным возрастам рудоносных малых интрузивов этих рудных полей (см. И. Г. Магакьян, Г. П. Багдасарян «Геохимия», 1978, № 6, стр. 933—939).



Морфологически рудные тела колчеданных месторождений представлены штоками и линзами, жилами, штокверками, в составе которых главными рудными минералами являются пирит и халькопирит, а сопутствующими — борнит, энаргит, блеклые руды, сфалерит, галенит, иногда теллуриды, минералы серебра и золота.

Среди жильных минералов развиты барит, гипогенные гипс и ангидрит, карбонаты и кварц.

Главным металлом руд повсеместно является медь, содержание которой колеблется от неск. % до десятков %; второстепенное значение имеют местами цинк, свинец, мышьяк, серебро и золото, а среди рассеянных элементов интерес могут представить селен, теллур, кадмий.

Медно-молибденовые месторождения прожилково-вкрапленных руд типа porphyry copper залегают обычно внутри массивов гипабиссальных гранитоидов эоцен-миоценового возраста, частично среди гранитоидов мезозойского возраста и пород экзоконтакта гранитоидов различного возраста. Наиболее ранними среди медно-молибденовых месторождений являются Техутское и Шикахохское проявления убогих руд, рассеянных среди Кохбского и Цавского гранитоидных массивов  $J_3$ — $C_1$  возраста. Все промышленные концентрации медно-молибденовых руд имеют альпийский возраст, с выделением среди них четырех возрастных групп, подтвержденных определениями  $K$ — $Ar$  и частично  $Re$ — $Os$  методами. В Зангезуре установлено наличие нижнемиоценовых медно-молибденовых месторождений с интервалами возраста по  $K$ — $Ar$  методу в 20—24 млн. лет (Каджаран, Дастакерт, Личк-Джиндара), для которых  $Re$ — $Os$  метод дал близкие цифры (Каджаран  $24.3 \pm 1.2$  млн. лет, Дастакерт  $22.5 \pm 1.3$  млн. лет) и наличие верхнеэоценовых месторождений с интервалом возраста  $37$ — $42 \pm 2.5$  млн. лет по  $K$ — $Ar$  методу (Агарак, Айгедзор) или  $43.9 \pm 2.5$  и  $56.6$  млн. лет по  $Re$ — $Os$  методу. Первая группа месторождений по возрасту близка к внедрению наиболее молодой интрузивной фазы порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона (абс. возраст  $23 \pm 2$  млн. лет), а вторая группа месторождений — к внедрению более ранней монцонитовой фазы того же плутона (абс. возраст  $37$ — $41$  млн. лет).

В Памбакском хребте, на  $S_3$   $Cu$ — $Mo$  пояса Арм. ССР Анкаванское  $Cu$ — $Mo$  месторождение залегает среди кварцевых диоритов-гранодиоритов, абс. возраст которых  $109 \pm 6$  млн. лет, однако оруденение тяготеет к серии секущих массив даек гранит-порфиров, возраст которых, как и оруденения, значительно моложе —  $33 \pm 2$  млн. лет (нижеолигоценовый).

Наконец, проявления  $Cu$ — $Mo$  руд Варденис и Эльпин залегают среди андезито-дацитов и липаритов, абс. возраст которых так же, как и оруденения установлен в интервале 5—6 до 11—13 млн. лет (миоплиоцен).

Таким образом, выделяются: 1) промышленно наиболее интересные нижнемиоценовые месторождения (Каджаран и др.), 2) довольно интересные верхнеэоценовые (Агарак и др.), 3) нижеолигоценовые (Ан-



каван) месторождения и 4) мио-плиоценовые проявления Cu—Mo руд (Варденис, Эльпин).

Морфологически медно-молибденовые месторождения обычно представлены штокверками и зонами вкрапленного оруденения, реже жилами, гнездами среди скарнов, а в одном случае (Дастакерт) участками очень богатых брекчиевидных руд, цементирующих обломки андезитов.

В минеральном составе руд основную ценность представляют халькопирит и молибденит, широко представлен пирит, в виде примеси часто присутствуют борнит, блеклые руды, энаргит и люцонит, сфалерит, галенит и более редкие висмутин, аргентит, германит, реньерит, теллуриды, самородное золото. Главными металлами руд являются медь (обычно 0.3—1%) и молибден (обычно 0.01—0.1%), попутно имеют значение свинец, цинк, мышьяк, золото и серебро, а из рассеянных элементов—Te, Se, Re, Ge.

Главные медноколчеданные с одной стороны и медно-молибденовые месторождения—с другой имеют различный геологический возраст и разобщены в пространстве: медноколчеданные м-ния имеют предверхнеюрский (Алаверди, Шамлуг, Кафан, Кедабек) и частью верхнеэоценовый (Чибухли, Тандзут) возраст и размещены в пределах Алаверди-Кафанского и отчасти Севано-Амасийского рудных поясов, в то время как медно-молибденовые месторождения главным образом нижнемиоценового (Каджаран и др.) и частью верхнеэоцен-нижнеолигоценового возраста (Агарах, Анкаван), а проявления этих руд  $C_{11}$ — $J_3$  возраста (Техут, Шикахох) и мио-плиоценового (Варденис, Эльпин) возраста. Промышленные медно-молибденовые месторождения образуют Памбак-Зангезурский рудный пояс, отграниченный от рудных поясов колчеданного оруденения региональными разломами. В пределах отдельных рудных полей как медноколчеданных, так и медно-молибденовых месторождений характерна зональность оруденения, обусловленная стадийностью минерализации (зональность рудных узлов).

Так, для колчеданных рудных полей в их центральных частях развиты руды наиболее ранних серно-медноколчеданных стадий минерализации, а на периферии тех же рудных полей господствуют руды поздней полиметаллической стадии, обогащенные серебром и золотом.

Для медно-молибденовых рудных полей в центральных их частях господствуют медные руды с значительной ролью молибдена, которые к периферии сменяются полиметаллическими и золото-полиметаллическими рудами.

Отсюда тесная связь и близкая синхронность с одной стороны медного, полиметаллического и золото-полиметаллического колчеданного оруденения, с другой стороны медно-молибденового и золото-полиметаллического оруденения, что позволяет рассматривать их как две практически самостоятельные рудные формации: колчеданную медно-золото-полиметаллическую и медно-молибден-золото-полиметаллическую.

Эти две главные для Малого Кавказа рудные формации хорошо вы-



держиваются на обширной территории Среднего Средиземноморья—на Балканах, в Анатолии, Иране и Пакистане.

К колчеданной формации здесь относятся крупные месторождения Бор (Югославия), Радка и Челопеч (НР Болгария), Дзансул, Кварцхана (Турция), частью рудные районы Карадага и Кермана (Иран).

К медно-молибденовой формации относят также значительные по масштабу месторождения: Майданпек (Югославия), Медет и Асарел (НРБ), Мескане, Сар-Чешме и др. (Иран).

Те-же две рудные формации—колчеданная и медно-молибденовая широко развиты в пределах внутренней зоны обширного Тихоокеанского пояса, охватывая Камчатку-Корякское нагорье, Японию, Тайвань, Филиппины, Соломоновы о-ва, Британскую Колумбию, Западные штаты США, Мексику, Перу, Чили.

В отличие от Малого Кавказа, где колчеданная и медно-молибденовая формации разграничены в пространстве и во времени, в большинстве зарубежных областей эти соотношения сложные, и нередко случаи, когда эти две рудные формации совмещены в пространстве и близко синхронны во времени.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 10.III.1979.

## 2. Դ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ

### ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԱՂՊԻԱԿԱՆ ՀԱՍԱԿԻ ՊՂՆՁԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԸ

#### Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փոքր Կովկասը հայտնի է իր հրաբարային տիպի պղնձի (Ալավերդի, Շամլուղ, Ղափան, Կեդաբեկ և այլն) ու պղինձ-մոլիբդենային երակիկացանավոր (Քաջարան, Ագարակ, Դաստակերտ և այլն) հանքավայրերով: Հանքավայրերի այս երկու հիմնական տիպերը տարբերվում են իրարից հասակով և առանձնացած են տարածականորեն՝ պղնձի հրաբարային հանքավայրերն ունեն գլխավորապես մինչ վերինյուրայի հասակ ու գտնվում են Ալավերդի—Ղափանի հանքային գոտու սահմաններում, իսկ պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի ճնշող մեծամասնությունն ունի միոցեն-վերին էոցենի հասակ և առանձնանում է Փամբակ—Ջանգեզուրի հանքային գոտու սահմաններում:



УДК 551.491.496.495 (479.25)

М. П. ХОДЖОЯН, О. А. АГИНЯН

## ПРЕСНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ АРМЯНСКОЙ ССР. ИХ СОВРЕМЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Сложность геолого-структурного, тектонического и геоморфологического строения Армянской ССР, разнообразный петрографо-литологический состав горных пород, их различная пористость и трещиноватость, резко сменяющиеся климатические условия обуславливают весьма сложные гидрогеологические условия и различную степень водоносности геолого-генетических комплексов горных пород, из которых наибольшее развитие имеют следующие [1, 2, 3]:

- 1) верхнечетвертичные и современные аллювиально-делювиальные образования;
- 2) неоген-четвертичные озерно-речные отложения;
- 3) неоген-четвертичные вулканические лавы;
- 4) палеомезокайнозойские известковисто-мергелистые породы;
- 5) палеомезокайнозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы.

1. Комплекс верхнечетвертичных и современных аллювиально-делювиальных образований представлен разнообразным скоплением обломочного материала с песчано-глинистым заполнителем, мощностью до 50,0 м. Развиты, в основном, вдоль речных долин. Формирование подземных вод в них происходит, главным образом, за счет дренажа вод окружающих коренных пород и инфильтрации речных вод. Уровень стояния грунтовых вод обычно составляет от 1,5 до 8,0 м ниже поверхности земли. Дебит эксплуатационных скважин колеблется от 3,5 до 20,0 л/сек при понижении уровня воды от 1,0 до 5,1 м. Общая минерализация воды не превышает 1,0 г/л, а температура—10-12°C.

Подземные воды указанного комплекса представляют практический интерес в целях водоснабжения безводных северных и южных районов Армянской ССР (г.г. Кировакан, Иджеван, Кафан, Каджаран и др.).

2. Комплекс неоген-четвертичных озерно-речных отложений представлен чередующимися слоями песчано-глинистых рыхлообломочных и, частично, лавовых пород, слагающих межгорные котловины: Араратскую, Севанскую, Ширакскую, Верхнеахурянскую, Апаранскую и др., мощностью до 400 и более метров.

В пределах указанных котловин формируются напорные бассейны пресных вод, в основном, за счет разгрузки подземных стоков со стороны окружающих их горных хребтов, а также со стороны основания впадин. В их пределах обычно выделяются до 2—3-х гидравлически взаимосвязанных горизонтов с уровнем вод от —45 м до +17 м от по-



верхности земли. Дебит отдельных скважин при самоизливе доходит до 800 л/сек (Арагатская равнина) [1].

По ориентировочным подсчетам, суммарные прогнозные ресурсы подземных пресных вод указанных межгорных котловин в пределах республики оцениваются в количестве около 86 м<sup>3</sup>/сек. В настоящее время в пределах этих структур изучены и подсчитаны эксплуатационные запасы ряда месторождений пресных подземных вод в количестве 72 м<sup>3</sup>/сек [1]. По химическому составу подземные воды указанного комплекса, в основном, гидрокарбонатно-кальциевые с общей минерализацией от 0,2 до 1,0 г/л и температурой от 9 до 16°C.

3. Комплекс неоген-четвертичных вулканических лав представлен андезитами, андезито-базальтами, базальтами, туфами и шлаками и другими пирокластами, занимающими более 40% территории Армянской ССР. К ним приурочены огромные ресурсы высококачественных пресных подземных вод, которые концентрируются вдоль погребенных под лавами долин, а также между отдельными лавовыми потоками и, частично, разгружаются на дневную поверхность в виде родников с расходом от нескольких долей литров в секунду до 1800 л/сек. Общий суммарный расход родников превышает 42 м<sup>3</sup>/сек. Крупные родники путем непосредственных каптажей в настоящее время используются в народном хозяйстве. Основная часть лавовых вод скрытым путем уходит за пределы вулканических массивов, пополняя запасы подземных вод межгорных котловин. Подземный сток лавовых пород детально изучен на участках с.с. Катнахпюр, Апаран, Кучак, Артени-Арагац, где подсчитанные эксплуатационные запасы составляют около 3,3 м<sup>3</sup>/сек.

В настоящее время выявлены новые высококачественные потоки пресных подземных вод лавовых пород на участках равнин в безводных частях Гукасянского и Амасийского районов.

Химический состав лавовых вод преимущественно гидрокарбонатный с различным процентом соотношения кальция, натрия, магния и минерализацией, преимущественно, до 0,5 г/л. Температура вод, в зависимости от гипсометрического положения выходов, изменяется в пределах от 4 до 12°C.

4. Комплекс палеомезокайнозойских известковисто-мергелистых пород представлен преимущественно известняками, известковистыми песчаниками, мергелистыми породами, которые при относительно ограниченном распространении играют важную роль в формировании подземных пресных вод горноскладчатых районов республики. По степени обводненности они уступают лишь лавовым образованиям. В связи с сильной расчлененностью рельефа горных массивов, основная часть подземных вод данного комплекса дренируется вдоль эрозионных форм рельефа и выходит на поверхность в виде родников с суммарным расходом 2,3 м<sup>3</sup>/сек.

Наибольшее количество выходов подземных вод наблюдается в бассейне р. Вохчи и оз. Севан. Здесь расход отдельных родников составляет 30,0 л/сек и более.



Подземные воды, вскрытые буровыми скважинами в более глубоких горизонтах, обладают напором. В районе с. В. Агдан пробуренные скважины вскрыли горизонт слабо минерализованных напорных вод на интервале глубины 80—160 м с дебитом 5—30 л/сек.

Трещиноватые известняки часто прослаиваются плотными песчаниками или мергелистыми породами, образуя межпластовые воды напорного характера (с. Егвард, Кафанский район). Водообильность карбонатных пород и изрезанный рельеф создают благоприятные условия для применения наклонных водозаборов, с целью перехвата подземных вод.

Воды данного комплекса гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией 0,6—1,2 г/л и температурой до 15°C.

5. Комплекс палеомезокайнозойских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород представлен порфиритами, разнообразными изверженными и туфоосадочными породами, в которых подземные воды распространены, в основном, в пределах коры выветривания коренных пород и залегают на относительно небольших глубинах от поверхности земли (до 50,0 м). Сильно расчлененный рельеф горных склонов создает предпосылку для естественного дренирования этих вод, которые разгружаются вдоль отрицательных форм рельефа в виде малодебитных родников с расходом, преимущественно, до 0,3 л/сек. Часть этих вод имеет скрытую форму дренирования, в основном, аллювиальные отложения речных бассейнов. При таких гидрогеологических условиях разведочные скважины, пробуренные в коренных породах на воду, обычно являются малопродуктивными, с удельным дебитом в пределах 0,02—0,05 л/сек м. Поэтому в данном комплексе пород до настоящего времени не выявлены месторождения подземных пресных вод, имеющих промышленное значение. По химическому составу подземные воды данного комплекса—гидрокарбонатно-кальциевые с общей минерализацией до 0,5 г/л и температурой 10—12°C.

Ресурсы подземных вод, формирующихся в вышеописанных комплексах пород и поступающих в пределы территории республики, оцениваются со всеми его элементами в следующем количестве и включают:

- а) родниковый сток—70,5 м<sup>3</sup>/сек;
- б) дренажный сток—39,79 м<sup>3</sup>/сек;
- в) глубинный сток—49,34 м<sup>3</sup>/сек.

Часть вышеприведенных ресурсов в некоторой степени разведана и утверждена в ГКЗ СССР и ТКЗ Армянской ССР как эксплуатационные запасы.

Однако, утвержденные эксплуатационные запасы подземных пресных вод в республике извлекаются частично, а последние, в свою очередь, используются неполностью в следующем соотношении (см. табл. 1).

Это обстоятельство имеет весьма важное значение при обосновании перспектив использования подземных вод.

Исходя из водного баланса республики, на долю родникового стока приходится 70,5 м<sup>3</sup>/сек. Начиная с 1949 года, крупные источники подзем-



Таблица 1

| №№<br>п/п | Наименование месторождения  | Использованное кол-во<br>в % по отношению<br>к извлекаемому кол-ву |
|-----------|-----------------------------|--------------------------------------------------------------------|
| 1         | Араратская котловина        | 71,8                                                               |
| 2         | Ленинаканская котловина     | 15,2                                                               |
| 3         | Налбандская котловина       | 20,0                                                               |
| 4         | Лорийское плато             | 57,3                                                               |
| 5         | Воротанское месторождение   | 57,0                                                               |
| 6         | Масрикская котловина        | 70,6                                                               |
| 7         | Апаранское месторождение    | 48,3                                                               |
| 8         | Катнахпюрское месторождение | 100,0                                                              |

ных вод находятся под режимным наблюдением Гидрогеологической режимной станции Управления геологии Совета Министров Армянской ССР.

Результаты этих исследований должны служить основанием при проектировании централизованного водоснабжения городов и населенных пунктов республики.

Помимо родникового стока, для водоснабжения республики используются подземные воды, извлекаемые на поверхность многочисленными буровыми скважинами из водосборных бассейнов рек: Ахурян, Дебед, Агстев, Раздан, Касах и оз. Севан.

Современное состояние использования водных ресурсов и перспективный план развития народного хозяйства Армянской ССР до 2000 года определяют основные пути дальнейшего изучения гидрогеологических условий территории республики.

Наряду с развитием орошаемого земледелия сильно возрастает потребность в воде, которая, по прогнозным данным, на рубеже 2000 г. составит 215,28 м<sup>3</sup>/сек. В связи с этим встает вопрос более полного и рационального использования подземного стока республики, как в части разведанных месторождений, так и изыскания новых водонисточников. Для этого необходимо иметь в виду следующее:

— При эксплуатации разведочных запасов подземных пресных вод произвести реконструкцию существующих водозаборов, не охватывающих полной мощности родников, а также осуществить сооружение крупных вертикальных водозаборов с большой производительностью. Это даст возможность уменьшить потери воды, имеющие место на современных водозаборах, состоящих из ряда одиночных скважин небольших диаметров. Отбор должен строго фиксироваться с помощью расходомерических устройств с единовременным наблюдением за уровнем подземных вод в пределах эксплуатируемого месторождения. Эти данные должны обеспечить правильную эксплуатацию месторождений, а также способствовать проведению работ по переоценке их эксплуатационных запасов.

— Шире использовать методы геофизических работ с применением расходометрических и кавернометрических исследований в скважинах, а также определения минерализации подземных вод. Весьма важным в



этой части является также использование методов геофизики для решения вопроса о перспективности глубоких структурных горизонтов крупных тектонических единиц, в которых подземные воды, очевидно, связаны, с карбонатными коллекторами и зонами крупных дизъюнктивов.

—С целью практического решения имеющегося дефицита в питьевой воде промышленных и сельскохозяйственных объектов, необходимо продолжить исследования по оценке перспективности эксплуатационных ресурсов подземных вод (со всеми его элементами) отдельных водосборных бассейнов по категории  $C_2$  и выше. Работу должны проводить на основании имеющихся фондовых материалов в совокупности с небольшим объемом разных видов полевых работ.

—Анализ элементов водного баланса показывает высокий процент испарения, достигающий до 48% приходной части баланса. Испарение с уровня подземных вод обусловлено высоким уровнем их стояния, нередко вызывающим сильную заболоченность почв в пределах межгорных котловин (Арагатская, Масрикская, Ширакская, Верхнеахурянская и др.). С применением вертикального дренажа мы имели бы возможность получить дополнительное количество подземной воды за счет уменьшения испарения, а также передать заодно сельскому хозяйству часть неиспользованных ранее земель. По первоначальным данным, испарение с уровня грунтовых вод происходит до глубины 3,0 м. Ниже этой глубины практически испарение не наблюдается.

—В настоящее время значительное внимание уделяется искусственному пополнению запасов подземных вод за счет задержания поверхностных вод в пределах лавовых полей. Благодаря трещиноватости и занимаемым огромным площадям лавовые породы являются естественно созданной средой для искусственного восполнения подземных вод, как непосредственно в районах действующих водозаборов, так и в областях их питания. По предварительным расчетам, возможность увеличения запасов подземных вод путем искусственного восполнения составляет примерно  $10 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

—Осуществлять строжайший контроль за использованием и охраной подземных вод от истощения и загрязнения.

Управление геологии  
Совета Министров Армянской ССР

Поступа 20. II.1978.

Խ. Պ. ԽՈՋՈՅԱՆ, Հ. Ա. ԱՂԻՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ՋՐԵՐԸ, ՆՐԱՆՑ ԺԱՄԱՆԱԿԱԿԻՑ  
ՕԳՏԱԳՈՐԾՈՒՄԸ ԵՎ ՀԵՏԱԴԱ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ներկա աշխատանքում նկարագրվում է Հայկական ՍՍՀ տարածքում զարգացած հիմնական երկրաբանական կոմպլեքսների ընդհանուր հիդրո-երկրաբանական և նրանց հետ կապված ստորերկրյա ջրերի որակական և քա-



նակական հատկութիւնները: Նկարագրվում են նաև ստորերկրյա ջրերի բնական ուսուրսներն առանձին էլեմենտներով ըստ ջրհավաք ավազանների, նրանց շահագործման ենթակա պաշարներն ըստ հետազոտված հանքավայրերի, ժամանակակից օգտագործման եղանակները և հետագա ուսումնասիրման հեռանկարները:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геология Армянской ССР. том VIII. Гидрогеология, Ереван, 1974.
2. Геология СССР. том XI. Армянская ССР, М., 1968.
3. Геология Армянской ССР. том. I. Геоморфология, Ереван, 1962.



УДК 551.24+550.343

С. Н. НАЗАРЕТЯН

## СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР. ВЫЯВЛЕННЫХ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Исследователи при изучении вопросов сейсмотектоники территории Армении особое место уделяют глубинным разломам (ГР), с активностью которых связывают проявление сильных землетрясений [3, 4, 5, 8].

Уточненная и дополненная на основе комплекса геофизических данных [4, 10] схема ГР территории республики позволяет более детально и обоснованно заниматься изучением сейсмичности разломов. С этой целью схема разломов сопоставлена с разными картами эпицентров, построенными как по макросейсмическим, так и инструментальным данным. Из этих сопоставлений намечаются некоторые важные закономерности, касающиеся сейсмической активности ГР.

Подтверждается мнение исследователей о том, что основная часть сильных землетрясений приурочена к зонам ГР (рис. 1, 3). На основе сопоставления карты эпицентров за 735—1973 гг. со схемой ГР построены графики, показывающие пространственную связь эпицентров с разломами (рис. 2). Заметно, что подавляющая часть эпицентров приурочена к зонам разломов глубинного заложения. Эта связь более сильна для эпицентров землетрясений 6—8 баллов.

По карте С. А. Пирузяна к зоне Ереванского ГР приурочены Дигорское (1935 г.), Талинское (1936 г.), Ереванские (1679, 1937, 1973 гг.), Двинские (851, 858, 861, 863, 893 гг.), Арпинские (735, 906 гг.), Нахичеванские (1840, 1841, 1888, 1897 гг.), Джульфинские (1930, 1951 гг.) землетрясения 5—8 баллов. Северо-западный и центральный отрезки ГР, по сравнению с юго-восточным отрезком более высокосейсмичны. Если к северо-западному и центральному отрезкам Ереванского разлома приурочены землетрясения 7—8 баллов, то к юго-восточному отрезку приурочены лишь 5—6-балльные землетрясения.

На карте изостатических аномалий [2] Ереванскому ГР соответствует зона больших градиентов. Величина горизонтального градиента в пределах Араратской котловины намного больше, чем в Нахичеванской котловине. Если принять, что изостатические аномалии отражают изостатические процессы и движения настоящего времени [2], то можно предполагать, что в северо-западном и центральном отрезках Ереванского ГР тектонические движения более активны, чем в юго-восточном отрезке. Этим, вероятно, следует объяснить и то, что юго-восточный отрезок ГР сейсмически менее активен.

О тектонической активности Ереванского ГР свидетельствуют также скудные данные повторной высокоточной нивелировки, проведенной



в районе г. Еревана. По этим данным Приараксинская тектоническая зона опускается со скоростью 2 мм/год, притом нулевая изолиния протягивается вдоль разлома [9]. В трех пунктах, расположенных близко к

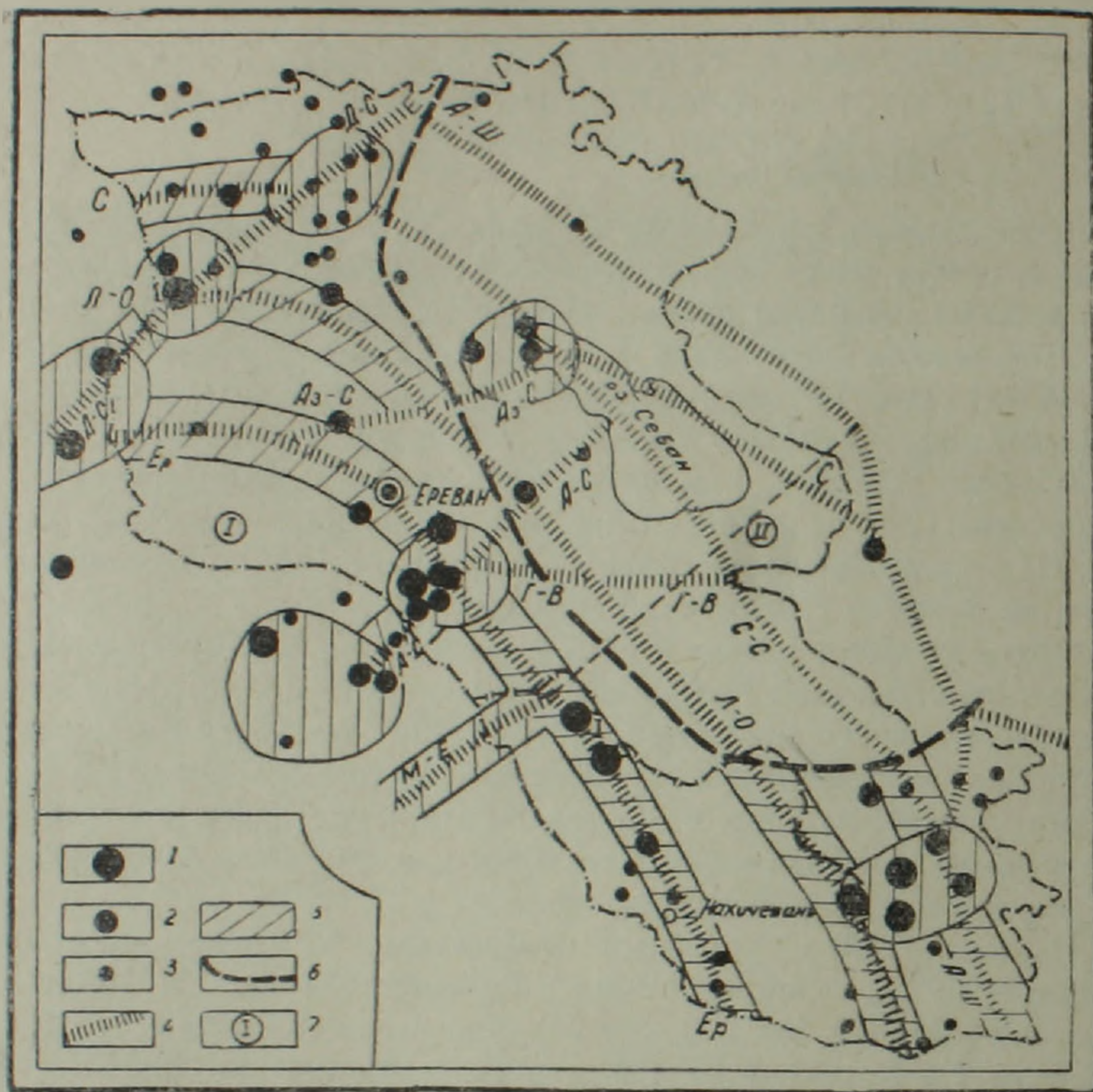


Рис. 1. Схематическая сеймотектоническая карта территории Армянской ССР. Эпицентры землетрясений за 735—1973 гг. (по С. А. Пирузяну): 1—7-8 баллов; 2—6-7 баллов; 3—5-6 баллов; 4—глубинные разломы по геофизическим данным; 5—сейсмоактивные районы; 6—граница между областями с разной сейсмической активностью; 7—номер сейсмической области. Буквами на карте обозначены глубинные разломы: Ер—Ереванский; Л-О—Ленинакан-Ордубадский; С—Севанский; С-С—Севано-Сюникский; А-Ш—Алаверди-Шишкертский; Аз-С—Арзакан-Севанский; Г-В—Гарни-Варденисский; Д-С—Дигор-Степанаванский; А-С—Арагат-Севанский; М-Е—Маку-Ерасхский.

зоне Ереванского ГР, намечены локальные изменения геомагнитного поля во времени [1], характер которых показывает, что эти изменения в какой-то степени должны связываться с активностью физико-химических процессов, происходящих в зоне разлома. На активность Ереванского ГР указывает также приуроченность к его зоне многочисленных минеральных источников [3].



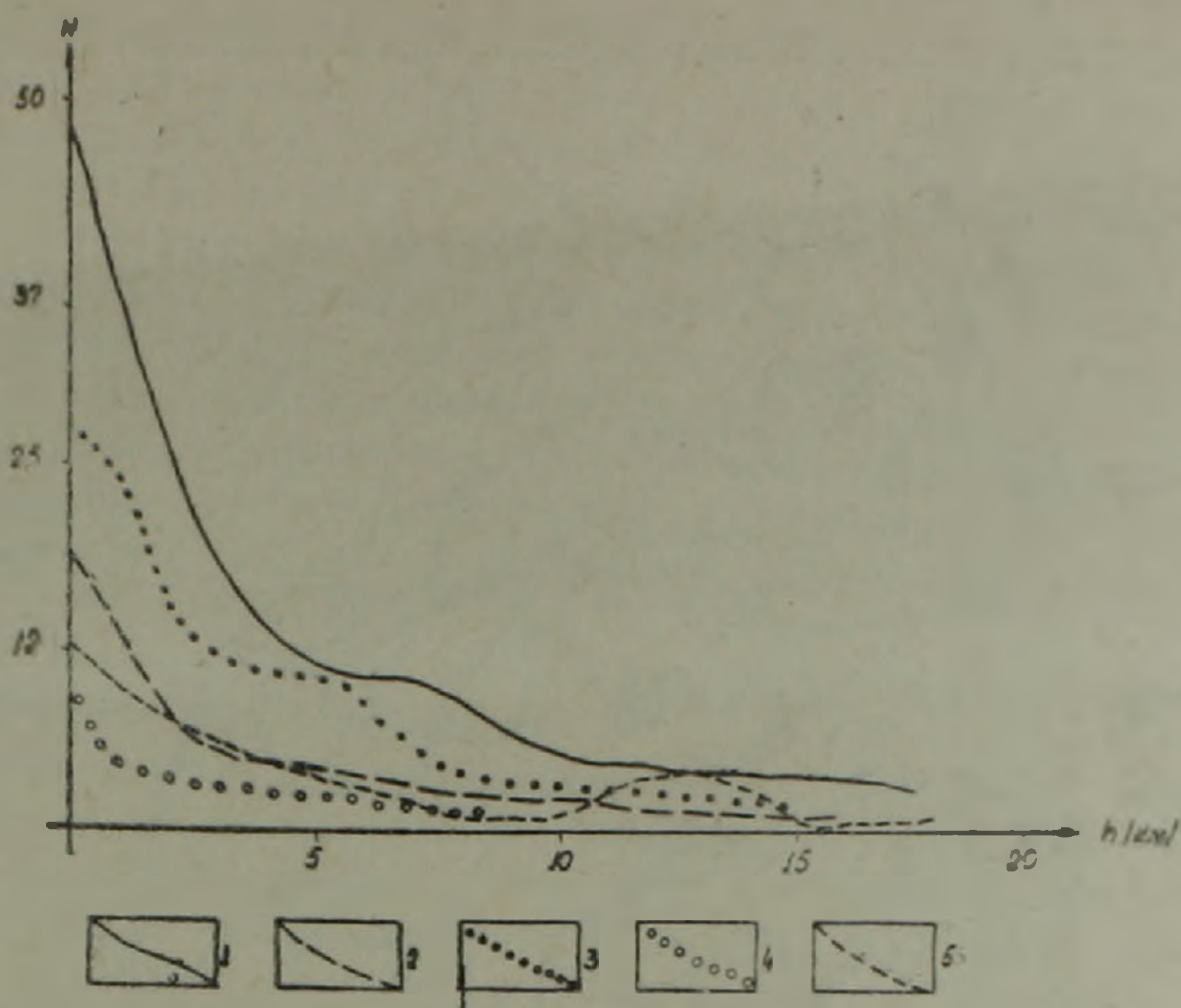


Рис. 2. Графики, показывающие приуроченность эпицентров землетрясений к зонам глубинных разломов ( $N$ —число эпицентров,  $h$ —расстояние эпицентров от ближайшей зоны разломов). Для эпицентров: 1—5-8 баллов за 735—1973 гг.; 2—6-8 баллов за 735—1973 гг.; 3—5-8 баллов за 1900—1973 гг.; 4—6-8 баллов за 1900—1975 гг.; 5—5-8 баллов за 735—1900 гг.

Высокой сейсмической активностью характеризуется также Ленинан-Ордубадский ГР, к зоне которого приурочены эпицентры землетрясений Ленинанканского района (1924, 1926, 1928 гг.) в 5—8 баллов, семибалльные землетрясения Алагяза (1869 г.) и оз. Акна (1932 г.) эпицентры Зангезурского хребта (1909, 1931, 1932, 1936 гг.). Сейсмическая активность ГР особенно высока на юго-востоке и северо-западе. В центральном фрагменте Ленинанкан-Ордубадского разлома известен лишь один эпицентр семибалльного землетрясения. В трех пунктах, расположенных вблизи от зоны ГР, наблюдаются локальные аномалии векового хода геомагнитного поля. Большая дифференцированность и высокие значения аномалии векового хода [1] позволяют предполагать, что они связаны с активностью ГР.

К зоне Ленинанкан-Ордубадского ГР приурочены выходы многочисленных минеральных источников. На северо-западе разлома источники имеют азотно-метанный химический состав, а на центральном и юго-восточном отрезках вода источников углекислого состава [3].

К зоне Севанского ГР приурочены землетрясения 5—7 баллов Гуканского района (1908, 1916 гг.). Спитак-Кировакана (1907, 1910, 1915, 1948 гг.), Цовагюха (1953, 1945 гг.). Алмалыка (1954 г.). Особенно высока частота землетрясений на северо-западе разлома. Некоторые данные прямо свидетельствуют о тектонической активности Севанского



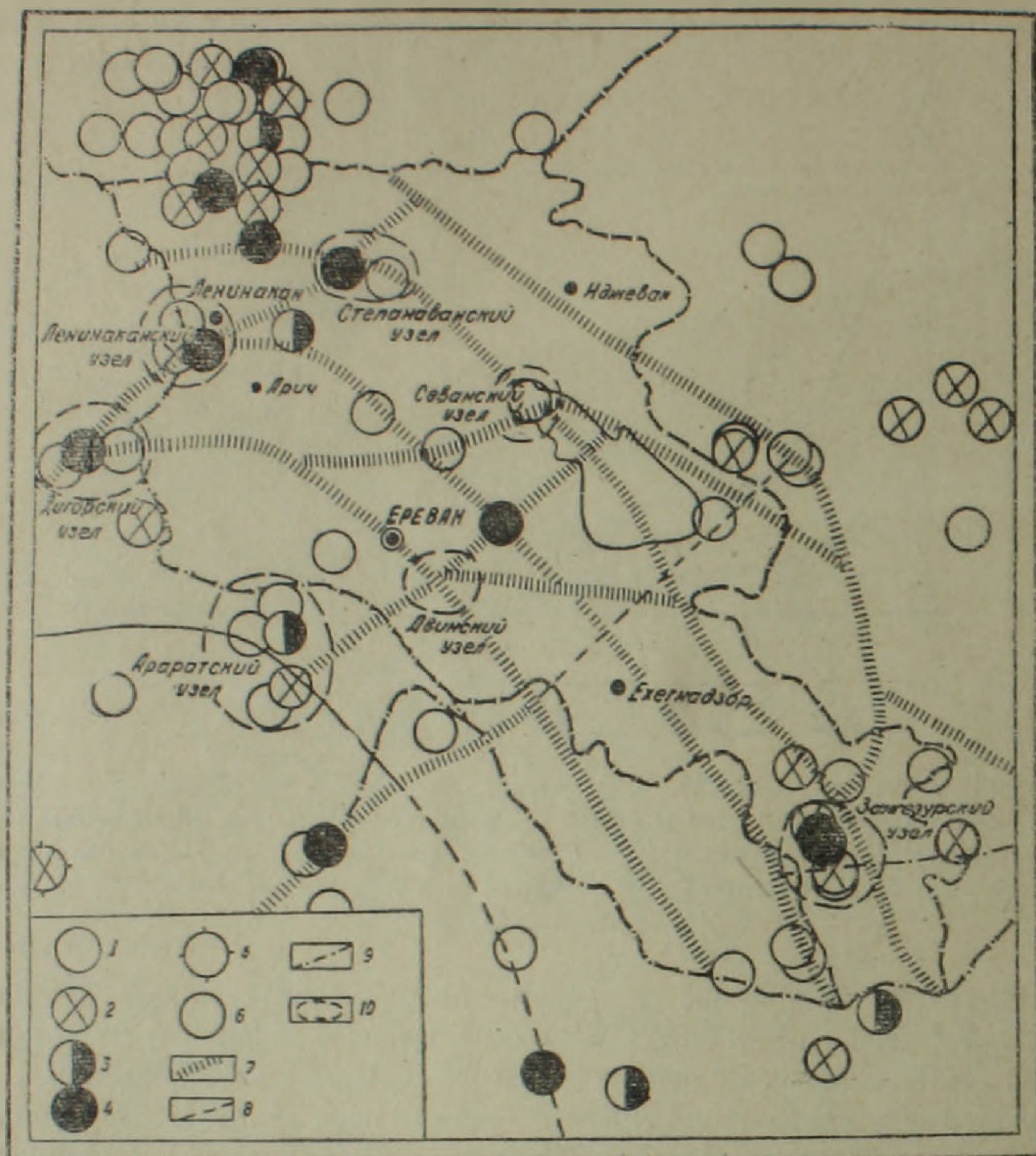


Рис. 3. Карта эпицентров с  $M \geq 4$  за период 1900—1973 гг. и схема расположения глубинных разломов. Интенсивность землетрясений: 1— $4,0 \leq M < 4,5$ ; 2— $4,5 \leq M < 5,0$ ; 3— $5,0 \leq M < 5,5$ ; 4— $M \geq 5,5$ . Точность эпицентров: 5—А—класса; 6—Б—класса; 7—глубинные разломы по геофизическим данным; 8—глубинный разлом по А. Т. Асланяну; 9—региональный разлом по магнитометрическим данным; 10—сейсмогенные «узлы».

разлома в настоящее время. Изучение анизотропии скоростей поперечных волн показывает, что анизотропные зоны на территории Армении приурочены в основном к Севанскому и Ереванскому ГР. Величина анизотропии тесно связана с величиной напряжения в земной коре и, следовательно, можно сказать, что зоны напряжения приурочены к указанным ГР [7]. По карте современных вертикальных движений северо-западная часть ГР испытывает в настоящее время опускание, причем изолинии скоростей протягиваются вдоль ГР [9]. Приуроченность минеральных источников Гукасянского, Дилижанского районов к зоне Севанского ГР также свидетельствует о его активности.



Алаверди-Шишкертский ГР в основном характеризуется слабой сейсмической активностью, к зоне которого приурочены пять эпицентров интенсивностью в 5—7 баллов. Лишь его юго-восточный отрезок (Хуступ-Гиратахский ГР) является сейсмоактивным. Здесь к зоне разлома приурочены Сюникские землетрясения интенсивностью до 8 баллов (1308, 1622, 1881, 1931, 1935 гг.). Этот же отрезок разлома является тектонически активным. Об этом свидетельствуют геодезические и гравиметрические данные, проведенные на Зангезурском геодинамическом полигоне [11]. Алаверди-Шишкертскому ГР по всей его протяженности соответствует линейная изостатическая аномалия типа ступеней, величина горизонтального градиента которой увеличивается в пределах Хуступ-Гиратахского разлома.

Севано-Сюникский ГР по сейсмической активности уступает всем ГР общекавказского простирания.

К зоне Дигор-Степанаванского ГР приурочены многочисленные эпицентры сильных и слабых землетрясений, в том числе восьмибалльные эпицентры с. Дигор (1935 г.), г. Ани (1319 г.) и г. Ленинакана (1926 г.); 6—8-балльные Степанавана (1876, 1903, 1919 гг.). Северо-восточный отрезок ГР по сейсмоактивности намного уступает юго-западному отрезку. Если юго-западнее г. Ленинакана имеются эпицентры интенсивностью в 7—8 баллов, то северо-восточнее города наблюденная максимальная сила землетрясений составляет 6—7 баллов.

Высокой сейсмичностью характеризуется и Арарат-Севанский ГР. В его зоне расположены эпицентры Араратских (739, 1840 гг.), Двинских (851, 858, 861, 863 гг.), Гарнийского (1679 г.), Акна (1932 г.) землетрясений. Северо-восточный отрезок ГР менее сейсмоактивен, чем юго-западный. Если юго-западнее с. Гарни к зоне Арарат-Севанского разлома приурочены эпицентры интенсивностью до восьми баллов, то северо-восточнее Гарни в зоне ГР расположен лишь один эпицентр семибалльного землетрясения.

Эпицентры землетрясений интенсивностью в 6—8 баллов г. Маку (1696, 1840, 1968 гг.), с. Шарур (1840 г), с. Арени (906 г.) приурочены к зоне Маку-Ерасхского ГР и свидетельствуют о высокой сейсмической активности разлома. Вдоль Маку-Ерасхского ГР выделяется линейная зона густо расположенных эпицентров сильных и слабых землетрясений, которая прямо свидетельствует о высокой сейсмичности разлома [4].

Эпицентры сильных землетрясений, приуроченные к зонам Арзакан-Севанского и Гарни-Варденисского ГР, известны лишь в тех местах, где они пересекают Ереванский и Севанский ГР.

Из краткого описания сейсмичности ГР территории Армении видно, что одна часть разломов более сейсмоактивна, чем другая. Относительно высокой сейсмичностью характеризуются Ереванский, Дигор-Степанаванский, Арарат-Севанский, Маку-Ерасхский, Ленинакан-Ордубадский, Севанский ГР. Сравнительно слабоактивными являются Севано-Сюникский, Алаверди-Шишкертский, Арзакан-Севанский и Гарни-Вар-



денисский ГР. Из группы сейсмогенных разломов особенно высокоактивными являются Ереванский и антикавказские ГР.

За последнее время особенно сейсмически активны антикавказские ГР. Это хорошо видно из карты эпицентров с  $M \geq 4$  (рис. 3). За указанный период времени к зоне Дигор-Степанаванского ГР приурочены 8, Арарат-Севанского—5, Маку-Ерасхского—3 эпицентра с  $M \geq 4$ . Кроме этого к зонам ГР антикавказского простирания приурочены многочисленные эпицентры слабых толчков [4], которые также являются признаками высокой сейсмичности. Заметно также, что сейсмогенные ГР по сейсмической активности вдоль простирания дифференцированы, т. е. разные фрагменты разломов характеризуются разной степенью активности. В общем плане заметно, что юго-западные фрагменты антикавказских ГР более сейсмоактивны, чем северо-восточные. Границей такого расчленения Маку-Ерасхского и Арарат-Севанского ГР служит Ереванский, а для Дигор-Степанаванского разлома—Ленинакан-Ордубадский ГР. Сильные и разрушительные землетрясения приурочены к антикавказским разломам в основном юго-западнее указанных антикавказских ГР. Такая дифференцированность наблюдается в общих кавказских ГР. Так, центральный отрезок Ленинакан-Ордубадского ГР менее сейсмоактивен, чем северо-западный и юго-восточный отрезки, а юго-восточный отрезок Алаверди-Шишкертского ГР более сейсмоактивен, чем центральный и северо-западный отрезки. Северо-западная часть Севанского ГР, начиная от г. Севана, намного активнее юго-восточной.

Важной закономерностью сейсмичности Антикавказа является то, что наиболее сейсмоактивные участки совпадают с тектоническими «узлами»—районами пересечения разломов разного простирания. Такие сейсмогенные узлы были выделены А. А. Габриеляном и С. А. Пирузяном на основе геологических и сейсмологических данных [5]. Геофизическими данными не только подтверждается наличие этих узлов, но и выделяются некоторые новые узлы (Степанаванский, Севанский, Дигорский и др., рис. 3). Сейсмогенные узлы выделены на карте эпицентров с  $M \geq 4$ , за 1900—1969 гг., при этом широко использованы макросейсмические данные за историческое прошлое. Относительно сейсмически активными (как по силе, так и по частоте землетрясений) в XX веке являются Зангезурский, Ленинаканский, Араратский и Дигорский сейсмогенные узлы, которые, на наш взгляд, должны служить объектами (полигонами) для проведения научно-исследовательских работ по проблеме прогноза землетрясений.

Вышеотмеченные закономерности и выделенные сейсмоактивные районы позволяют расчленить территорию Армении на две области, которые между собой отличаются по максимальной интенсивности и частоте землетрясений (рис. 1). Граница между областями в первом приближении совпадает с границей разнобалльных зон, проведенной А. А. Габриеляном и С. А. Пирузяном [6]. Опираясь на макросейсмические данные С. А. Пирузяна, можно сказать, что в первой области следует ожидать землетрясения интенсивностью до 8 баллов, причем здесь



наивероятными районами возникновения сильных землетрясений являются заштрихованные на рис. 1 отрезки ГР и районы их пересечения. Во второй области можно ожидать землетрясения с силой максимум до 7 баллов. Но следует отметить, что оценка интенсивности некоторых землетрясений по разным исследователям различна. Независимо от оценки силы землетрясений можно с уверенностью сказать, что максимальная интенсивность землетрясений между первой и второй областями меняется минимум на один балл.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 6 IX.1977.

ՈՒՆ. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ

## ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ ՀԱՅՏՆԱՐԵՐՎԱԾ ԿՈՐՔԱՅԻՆ ԲԵԿՎԱԾՔՆԵՐԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ԱԿՏԻՎՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա. մ փ ը փ ը ը ը ը

Երկրաշարժերի էպիկենտրոնների քարտեզների և խորքային բեկվածքների սխեմայի համադրումներից նկատվում է որոշակի տարածական կապ խզումնային տեկտոնիկայի և երկրաշարժերի միջև: Բարձր սեյսմիկ ակտիվությամբ լաչքի են ընկնում հակակովկասյան և որոշ ընդհանուր կովկասյան ուղղության խորքային բեկվածքներ, որոնք ըստ տարածման տրոհված են բարձր և համեմատաբար ցածր սեյսմոակտիվության հատվածների: Հատկապես բարձր է սեյսմոակտիվությունը տարբեր ուղղության խորքային բեկվածքների հատման շրջաններում: Այս օրինաչափությունները հնարավորություն են տալիս Հայկական ՍՍՀ տարածքում առանձնացնել սեյսմոակտիվ գոտիներ, որոնք հանդիսանում են ուժեղ երկրաշարժերի առաջապման ամենաօգտակար տեղամասերը:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г., Оганесян С. Р. и др. Изучение годового хода составляющих геомагнитного поля в районе обсерватории «Гарин». Материалы IX конф. по геомагнетизму, Баку, 1973.
2. Артемьев М. Е. Изостазии территории СССР. «Наука», М., 1975.
3. Асламян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
4. Баграмян А. Х., Назаретян С. Н. Некоторые вопросы сейсмотектоники Армении. «Сейсмический бюллетень Кавказа. 1974 г.», «Мецниереба», Тбилиси, 1976.
5. Габриелян А. А., Пирузян С. А. Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
6. Габриелян А. А., Пирузян С. А., Симонян Г. П. Новая схема сейсмического районирования территории Армянской ССР. Докл. АН Арм. ССР, LXIII, № 3, 1976.
7. Егоркина Г. В., Соколова Н. А., Егоров Л. Н. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. «Советская геология», № 3, 1976.
8. Карапетян Н. К. О сейсмичности Кавказа. Известия АН СССР, геол. сер., т. 13, № 1, 1960.
9. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы, М., 1973.



10. Назаретян С. Н., Казарян С. С. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. № 3, 1976.
11. Оганисян Ш. С., Оганесян А. О. Результаты изучения изменений силы тяжести во времени на территории Армянской ССР. В сб. трудов «Повторные гравиметрические наблюдения», МГ СССР, М., 1976.
12. Пирюзян С. А. Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. «Айастан», Ереван, 1969.



УДК 550.837

С. Ю. БАЛАСАНЯН, В. А. КОБЫЛЬСКИЙ

## НОВЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ПРИРОДЕ ЭФФЕКТА ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ В ИОНОПРОВОДЯЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ

Вопросу экспериментального изучения вызванной поляризации (ВП) ионопроводящих сред (под последним обычно подразумеваются горные породы) уделялось и уделяется большое внимание, поскольку решение этой задачи имеет прямой выход на практику почти во все области геологии (инженерную, гидрогеологическую, рудную и т. д.).

По сложившимся за последние годы представлениям, в общем спаде процесса ВП исследователи-геофизики отмечают наличие быстрой и медленной стадий, проявляющихся на разных временных интервалах. При этом, если медленная стадия процесса спада изучалась геофизиками с самого основания метода ВП (1912 г.), то исследования быстрой стадии стали проводиться относительно недавно и сравнительно небольшим кругом исследователей, впервые серьезно обративших внимание на быструю стадию, как на вероятный источник дополнительной геологической информации.

Переход от изучения эффекта ВП через сотни миллисекунд после выключения поляризующего тока, к десяткам, единицам и десятым долям единицы миллисекунд, с небольшими временами зарядки среды, происходил по мере создания специальной регистрирующей аппаратуры и соответствующей методики наблюдения. Наиболее быстрой регистрации ВП, через 0.1 мсек после выключения поляризующего импульса длительностью в 20 мсек, правда, при изучении электропроводящих сред, достигла группа исследователей под руководством А. П. Карасева из ЗабНИИ МГ СССР [1]. Им же была высказана идея об исследовании эффекта ВП в том же временном диапазоне и в ионопроводящих средах.

Таким образом, успехи в области методики и техники наблюдения эффекта ВП привели к возможности изучения этого явления в широком временном диапазоне. Что же касается вопроса о природе процесса, то он, на наш взгляд, так и остается открытым. А ведь с ним непосредственно связана правильная интерпретация полученных результатов и вообще решение поставленной геологической задачи.

О природе вызванной поляризации ионопроводящих сред (горных пород) существует множество гипотез. Мы не станем следовать традиции и приводить перечень этих представлений и их авторов (потому как работа наша имеет совершенно иную направленность), а ограничимся лишь двумя из них, которые, на наш взгляд, наилучшим образом характеризуют современное состояние вопроса. Здесь в первую очередь сле-



дует назвать гипотезу диффузионных потенциалов, получившую наибольшую распространенность и признание в геофизике. Она выдвинута А. Ф. Постельниковым [4] и поддержана химиками Д. А. Фридрихсбергом и М. П. Сидоровой [6]. Основная ее идея заключается в том, что разница в числах переноса ионов в порах различного сечения капиллярной среды приводит, при пропускании электрического тока, к изменениям концентрации ионов в них (порах) и к возникновению диффузионных потенциалов.

Следующая гипотеза, заслуживающая, как нам кажется, особого внимания, принадлежит Г. Д. Кринари и Е. К. Варфоломеевой [3].

Исследования, проведенные ими на осадочных горных породах, в миллисекундном диапазоне времен наблюдения, привели к тому заключению, что быстрый и затем медленный характер убывания потенциалов ВП в общей кривой спада этого процесса связан с тем, что ионы двойного слоя и «свободного» раствора находятся в различных энергетических условиях и при наложении внешнего поляризующего поля смешаются по различным законам с различной скоростью.

Этот вывод, по мнению авторов, прямо указывает на то, что процесс ВП состоит, как минимум, из двух составных частей, имеющих различную физическую природу.

Основная цель проведенной нами работы заключалась в следующем:

1. Установить экспериментальным путем факт наличия или отсутствия эффекта ВП в ионопроводящих средах через 0,1 мсек после выключения однократно зондирующего импульса длительностью в 10 и более миллисекунд.

2. В случае наличия эффекта ВП, уяснить каким образом это явление укладывается в рамки существующих гипотез о природе вызванной поляризации.

### *Методика и техника эксперимента*

Методика проведенного нами эксперимента заключалась в регистрации эффекта ВП в специальной электролитической ячейке, через 0,1—0,2 мсек после прохождения однократно зондирующего среду импульса длительностью в 10, 30,  $10^2$ ,  $3 \cdot 10^2$ ,  $10^3$ ,  $3 \cdot 10^3$ ,  $10^4$ ,  $3 \cdot 10^4$ ,  $10^5$  и  $3 \cdot 10^5$  мсек.

В качестве ионопроводящей среды использовался чистый кварцевый песок с фракцией 1 мм и затем глина, в водном растворе медного купороса с концентрацией 500 мг/л.

В электролитической ячейке размером  $4 \times 4 \times 8$  см создавались плотности тока ( $j$ ) величиной от 0,01 мкА/см<sup>2</sup> до 6 мкА/см<sup>2</sup>.

Подобный диапазон плотностей тока был обусловлен тем, что в природных условиях, как это показывают простые расчеты,  $j$  не превосходит 0,01 мкА/см<sup>2</sup>. Включение же в эксперимент плотностей тока порядка



десятых долей и единиц микроампер было продиктовано желанием сверить полученные при этом результаты с данными исследователей, которые имеют публикации в области экспериментального (лабораторного) изучения ВП в ионопроводящих средах.

Выбранные экстремальные параметры в эксперименте, т. е. высокая концентрация раствора (500 мг/л), малая величина зондирующего импульса (10 мсек), крупная фракция кварцевого песка (1 мм), малая плотность тока ( $0.01 \text{ мкА/см}^2$ ) служили исходными для установления условий, в которых начинает проявляться эффект ВП. Таким образом, стало возможным, с одной стороны, ответить на поставленный вопрос о существовании эффекта ВП в ионопроводящих средах, при зарядке среды импульсом длительностью в 10 мсек, а с другой—проверить существующие гипотезы относительно природы ВП.

Итак, измерения ВП осуществлялись на собранной нами экспериментальной установке, блок-схема которой изображена на рис. 1.

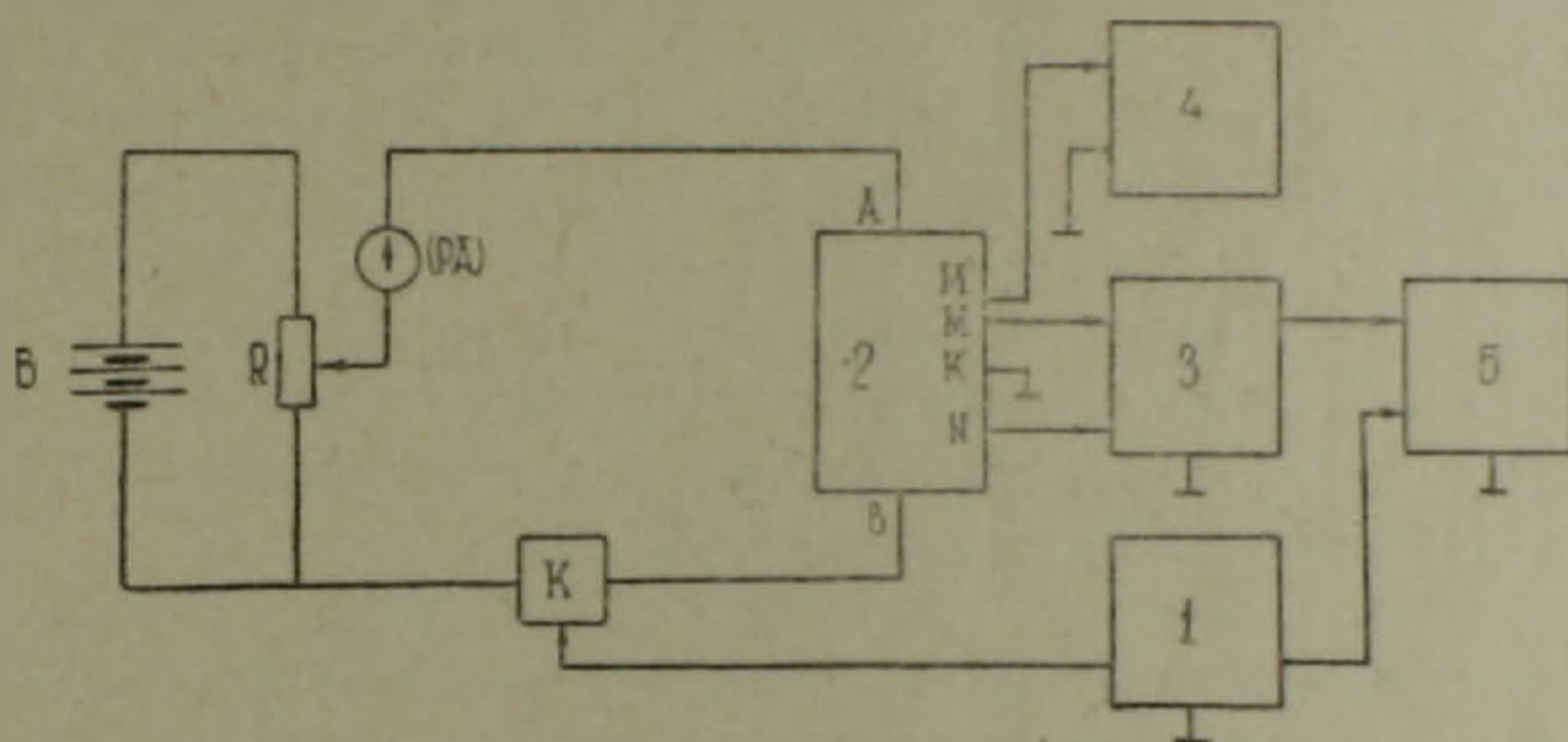


Рис. 1. Блок-схема экспериментальной установки 1—генератор одиночных импульсов, 2—электролитическая ячейка, 3—усилитель, 4—осциллограф С1—68, 5—осциллограф, запоминающий С8—9А, К—электронный ключ, Б—батарея, R—потенциометр, РА—микровольтметр

Через электролитическую ячейку (2) с помощью питающих, от батареи Б, электродов А и В пропускались одиночные импульсы тока, длительность которых задавалась генератором (1).

Сила тока в импульсе регулировалась потенциометром и контролировалась микроамперметром (РА).

Через приемные электроды М и К сигнал поступал на дифференциальный усилитель (3) и запоминающий осциллограф С8—9А (5), синхронизация развертки которого осуществлялась задним фронтом питающего импульса.

Чтобы не было гальванической связи между приемными и питающими электродами, в задающий генератор была введена специальная цепь запускающего импульса.

В соответствии с требованиями эксперимента усилитель был собран на микросхеме К284УД1В и имел следующие электрические параметры:



коэффициент усиления 60 дБ, полоса пропускаемых частот 0—200 кГц, коэффициент ослабления синфазного сигнала  $\geq 70$  дБ, междупиковое напряжение шумов  $\geq 6$  мкВ, входное сопротивление на частоте 1000 Гц  $\geq 5$  мом, входное сопротивление постоянному току 150 мом.

Во избежание шунтирования приемных электродов сопротивлением смещения усилителя в качестве него (сопротивления) использовались участки среды между электродами—МК и КN. Для этого в электролитическую ячейку (рис. 1), по середине между приемными электродами М и N, был установлен специальный электрод К, который служил для заземления всей установки.

Регистрация величины создаваемого в электролитической ячейке напряжения ( $\Delta U_{np}$ ) осуществлялась путем введения непосредственно за электродом М дополнительного электрода М', и тогда искомое напряжение измерялось между ним и электродом К. Затем полученные значения  $\Delta U_{np}$  удваивались и таким образом относились к участку MN. Подобное разделение электрода М позволило избежать шунтирования приемной цепи входным сопротивлением осциллографа (4).

Одним из основных моментов в проведении эксперимента был учет погрешностей, вносимых различными узлами экспериментальной установки.

Вычисление абсолютной погрешности (систематической), вносимой использованной нами симметричной установкой, производилось по разработанной методике и осуществлялось для всех значений тока в питающей цепи в каждый момент времени.

Погрешность, вносимая операционным усилителем и также относящаяся к разряду систематических, определялась точностью подбора корректирующих сопротивлений.

Проведенный анализ показал, что суммарная погрешность измерений определяется, в основном, погрешностью регистрирующего прибора С8—9А и составляет 10%.

Таким образом, собранная экспериментальная установка имела следующие технические характеристики:

Чувствительность—7 мкВ/мм.

Напряжение наводки частотой 50 Гц—2.5 мкВ.

Интервал плотности тока зарядки— $10^{-6} \div 6$  мкА/см<sup>2</sup>.

Выброс напряжения при максимальной плотности тока — < 10 мкВ.

Погрешность измерения амплитуды напряжения—10%.

Здесь следует отметить то обстоятельство, что толщина луча записывающего осциллографа равнялась 1 мм, и, следовательно, напряжение шумов практически не просматривалось нами на его экране. В итоге полезный (низкочастотный) сигнал, даже порядка единиц микровольт, можно было с уверенностью регистрировать на экране осциллографа.



## Анализ полученных результатов

Анализируя данные, полученные в ходе эксперимента (табл. 1 и 2), мы пришли к следующим основным выводам.

Таблица 1  
Результаты измерений вызванной поляризации кварцевого песка в растворе медного купороса

| $t$<br>(мсек)  | $j = 0,01 \text{ мкА/см}^2$            |                                              |                  |                         | $j = 6 \text{ мкА/см}^2$               |                                              |                  |                         |
|----------------|----------------------------------------|----------------------------------------------|------------------|-------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------------|------------------|-------------------------|
|                | $U_{вп}$<br>(мкв)<br>через<br>0,1 мсек | $\Delta U_{вп}$<br>(мкв)<br>между<br>0,1—0,2 | $\tau$<br>(мсек) | $\Delta U_{пр}$<br>(мв) | $U_{вп}$<br>(мкв)<br>через<br>0,1 мсек | $\Delta U_{вп}$<br>(мкв)<br>между<br>0,1—0,2 | $\tau$<br>(мсек) | $\Delta U_{пр}$<br>(мв) |
| 10             | 7                                      | 7                                            | 0,15             | 0,6                     | 21                                     | 21                                           | 0,2              | 50                      |
| 30             | 14                                     | 14                                           | 0,2              | 0,6                     | 21                                     | 21                                           | 0,2              | 50                      |
| $10^2$         | 0                                      | 0                                            | 0                | 0,6                     | 0                                      | 0                                            | 0,1              | 50                      |
| $3 \cdot 10^2$ | 0                                      | 0                                            | 0                | 0,6                     | 0                                      | 0                                            | 0,1              | 50                      |
| $10^3$         | 7                                      | 7                                            | 0,15             | 0,6                     | 14                                     | 14                                           | 0,2              | 50                      |
| $3 \cdot 10^3$ | 7                                      | 7                                            | 0,15             | 0,6                     | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 50                      |
| $10^4$         | 0                                      | 0                                            | 0,1              | 0,6                     | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 50                      |
| $3 \cdot 10^4$ | 14                                     | 14                                           | 0,2              | 0,6                     | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 50                      |
| $10^5$         | 0                                      | 0                                            | 0                | 0,6                     | 0                                      | 0                                            | 0                | 50                      |
| $3 \cdot 10^5$ | 7                                      | 3                                            | 0,3              | 0,6                     | 0                                      | 0                                            | 0,05             | 50                      |

Таблица 2  
Результаты измерений вызванной поляризации глины в растворе медного купороса

| $t$<br>(мсек)  | $j = 0,01 \text{ мкА/см}^2$            |                                              |                  |                         | $j = 6 \text{ мкА/см}^2$               |                                              |                  |                         |
|----------------|----------------------------------------|----------------------------------------------|------------------|-------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------------|------------------|-------------------------|
|                | $U_{вп}$<br>(мкв)<br>через<br>0,1 мсек | $\Delta U_{вп}$<br>(мкв)<br>между<br>0,1—0,2 | $\tau$<br>(мсек) | $\Delta U_{пр}$<br>(мв) | $U_{вп}$<br>(мкв)<br>через<br>0,1 мсек | $\Delta U_{вп}$<br>(мкв)<br>между<br>0,1—0,2 | $\tau$<br>(мсек) | $\Delta U_{пр}$<br>(мв) |
| 10             | 0                                      | 0                                            | 0,1              | 0,3                     | 119                                    | 21                                           | 10               | 16                      |
| 30             | 0                                      | 0                                            | 0,1              | 0,3                     | 126                                    | 28                                           | 15               | 16                      |
| $10^2$         | 0                                      | 0                                            | 0,1              | 0,3                     | 140                                    | 14                                           | 25               | 16                      |
| $3 \cdot 10^2$ | 0                                      | 0                                            | 0,1              | 0,3                     | 140                                    | 14                                           | 50               | 16                      |
| $10^3$         | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 0,3                     | 140                                    | 14                                           | 80               | 16                      |
| $3 \cdot 10^3$ | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 0,3                     | 140                                    | 7                                            | 160              | 16                      |
| $10^4$         | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 0,3                     | 140                                    | 14                                           | 160              | 16                      |
| $3 \cdot 10^4$ | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 0,3                     | 140                                    | 7                                            | 100              | 16                      |
| $10^5$         | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 0,3                     | 140                                    | 7                                            | 140              | 16                      |
| $3 \cdot 10^5$ | 7                                      | 7                                            | 0,2              | 0,3                     | 140                                    | 7                                            | 140              | 15                      |

1. В ионопроводящих средах, даже при длительности поляризующего импульса в 10 мсек, причем при экстремальных условиях эксперимента (они описаны в разделе «Методика и техника эксперимента») эффект ВП существует. А это означает, что природа «ранней» стадии процесса связана не только с реакцией перехода, как это предполагалось ранее [1], а и с другими видами перенапряжения.

В свете полученных данных, ведущая в настоящее время диффузионная теория (о ней уже было сказано выше) лишь частично отражает



механизм образования ВП в ионопроводящих средах. Подобный вывод следует из того, что при экстремальных условиях проведенного нами эксперимента, по существующей диффузионной теории, эффект ВП наблюдаться не должен [5].

Основными причинами сделанных Д. А. Фридрихсбергом и М. П. Сидоровой выводов о диффузионной природе ВП в ионопроводящих геологических средах, на наш взгляд, является, во-первых, весьма ограниченная разрешающая способность использованных ими экспериментальных установок, во-вторых, чисто электрохимическая направленность опытов, что нацело свое отражение в выборе соответствующей методики и техники наблюдения эффекта ВП, и, в—третьих—формальный перенос решенных ими чисто электрохимических задач из электрохимии и коллоидной химии в геофизику.

Наш вывод о более сложной (нежели диффузионная) природе ВП в ионопроводящих средах подтверждается и экспериментом, проведенным Г. А. Кринами, сделавшим устное сообщение о том, что им получен в миллисекундном диапазоне наблюдения довольно значительный эффект ВП, при сильном ускорении электролита с частицами глины в специальной кольцевой установке, напоминающей «кольцевой ускоритель».

2. Эффект ВП с увеличением длительности зондирующего импульса либо то появляется, то исчезает (табл. 1), либо возрастает до определенного предела и перестает изменяться (табл. 2).

Этот быть может несколько неожиданный экспериментальный факт приводит к следующим заключениям:

а) Релаксационный процесс в данных условиях равен или происходит быстрее 0,1 мсек и поэтому мы при нашей методике наблюдения не можем регистрировать величину ВП.

Так, например, из табл. 1 видно, что при  $j=0,01$  мкА/см<sup>2</sup> и  $t=10^4$  мсек, а также при  $j=6$  мкА/см<sup>2</sup> и  $t=10^2, 3 \cdot 10^2, 3 \cdot 10^5$  мсек,—эффект ВП равен нулю (в нашем диапазоне измерений), а время релаксации  $\tau$  равно или меньше 0,1 мсек.

б) Процесс ВП частично необратим.

Не останавливаясь на первом заключении из-за его очевидности, остановимся подробнее на втором.

Обычно все до сих пор выдвигаемые гипотезы касательно природы ВП базировались на том неопровержимом предположении, что процесс ВП является обратимым, ибо иначе нарушается основной принцип поискового применения электроразведки—воспроизводимость наблюдаемых полей. Однако в объяснении результатов проведенного нами эксперимента это предположение не употребимо, т. к. в этом случае с увеличением длительности поляризующего импульса эффект ВП должен был закономерно возрастать, чего мы, как это видно из таблиц 1 и 2, не наблюдаем.

Кстати, здесь будет небезынтересно вспомнить электрохимию, к результатам которой мы привыкли так часто обращаться, особенно при объяснении природы процесса ВП. Так, в электрохимической кинетике, электрохимическая поляризация (а именно с ней и принято отождест-



влять эффект ВП [2]) определяется, как процесс необратимый, признаком которого является отклонение искомых потенциалов от равновесного состояния. В итоге получается явное противоречие, с одной стороны эффект ВП и электрохимическая поляризация это одно и то же, а с другой, в геофизике, по существующим понятиям, это явление обратимо, а в физхимии—необратимо.

В нашем представлении эффект ВП состоит из обратимых и необратимых процессов. Если говорить о полевых (натурных) исследованиях, проводимых по стандартной методике (т. е. регистрации поздней стадии процесса ВП), то здесь весьма малые плотности тока, которые создаются полевыми установками, вызывают в земле, в основном, большую массу обратимых процессов (например, таких как внедрение ионов в пограничную зону без перехода из одной фазы в другую, или перераспределение зарядов в двойном электрическом слое без изменения его среднего количественного или качественного состава и т. д.) и одновременно, в небольшом количестве, вполне достаточном для протекающего тока в среде—необратимые процессы. В результате получается, что при измерениях в поздней стадии ВП (по стандартной методике и с серийной аппаратурой) величина необратимых процессов входит в пределы ошибки измерения, и создается впечатление полной обратимости процесса. А вот при измерениях в ранней стадии ВП роль необратимых процессов (перенос тока), настолько велика, что они становятся сравнимыми с обратимыми процессами и поэтому непременно проявляются в виде плохой воспроизводимости измерений.

Что касается проведенного нами лабораторного эксперимента, то здесь к вышеизложенным причинам частичной необратимости процесса ВП прибавляются еще и такие, как: сравнительно малый объем электролитической ячейки; относительно большая плотность поляризующего тока; сравнительная однородность как жидкой, так и твердой фаз; малые значения эффекта ВП ввиду экстремальных условий эксперимента и другие. Все эти факторы увеличивают удельный вес необратимых процессов и приводят к тому, что частичная необратимость эффекта ВП наблюдается и в поздних стадиях.

### В ы в о д ы

1. В ионопроводящих средах, даже при длительности поляризующего импульса ток в 10 мсек, наблюдается эффект ВП.
2. Эффект ВП в ионопроводящих средах носит более сложный характер и имеет более глубокие причины, нежели это представлялось до сих пор диффузионной теорией.
3. Процесс ВП в геологических средах частично необратим. Степень необратимости увеличивается от поздней стадии процесса к ранней и, таким образом, зависит, в основном от того, в какой стадии находится эффект ВП.



## II. Յու. ԲԱԼԱՍԱՆՅԱՆ, Վ. Ա. ԿՈԲԻԼՍԿԻ

ՆՈՐ ՓՈՐՁԱՐԱՐԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԻՈՆԱՀԱՂՈՐԴԻՉ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ  
ՄԻՋԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ ՀԱՐՈՒՅՎԱԾ ԲԵՎԵՌԱՑՄԱՆ ԷՖԵԿՏԻ  
ԲՆՈՒՅԹԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

## Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ներկայացված ուսումնասիրության հիմնական նպատակն է փորձարարական եղանակով հաստատել իոնահաղորդիչ միջավայրերում հարուցված բևեռացման (ՀԲ) էֆեկտի առկայության կամ բացակայության փաստը, որն արտահայտվում է 10 և ավելի միլիվայրկյան տևողությամբ միակի զոնդացնող իմպուլսի անջատելուց 0,1 միլիվայրկյան հետո, ինչպես նաև, ՀԲ էֆեկտի առկայության դեպքում պարզաբանել, թե ինչպես է այդ երևույթը հարմարվում ՀԲ բնույթի մասին գոյություն ունեցող վարկածներին:

Գատարված փորձերի հետևանքով պարզված է, որ իոնահաղորդիչ միջավայրում նույնիսկ հոսանքի բևեռացնող իմպուլսի 10 միլիվայրկյան տևողության դեպքում նկատվում է ՀԲ էֆեկտը:

ՀԲ էֆեկտը իոնահաղորդիչ միջավայրերում ունի ավելի բարդ բնույթ և ավելի խոր պատճառներ, քան այդ պատկերացվում էր մինչև հիմա դիֆուզիոն տեսության համաձայն:

Երկրաբանական միջավայրերում ՀԲ երևույթը մասնակիորեն անհետադարձելի է: Անհետադարձելիության աստիճանը մեծանում է երևույթի ուշ փուլից դեպի վաղը և, այսպիսով, հիմնականում կախված է այն բանից, թե ՀԲ էֆեկտն իր զարգացման որ փուլում է գտնվում:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Карасев А. П., Сейфулин Р. С., Бумагин О. В., Красников В. И. Применение временных характеристик ранней стадии вызванной поляризации при поисках сульфидных месторождений. М., «Недра», 1973.
2. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. «Недра», Л., 1972.
3. Кринари Г. А., Варфоломеева Е. К. Некоторые данные о явлениях вызванной поляризации. «Аппаратура, методика и интерпретация геофизических наблюдений». Казань, 1965.
4. Постельников А. Ф. К вопросу о природе вызванной поляризации в осадочных горных породах. «Изв. ВУЗов Геология и разведка», № 2, 1959.
5. Феттер К. Электрохимическая кинетика. М., «Химия», 1967.
6. Фридрихсберг Л. А., Сидорова М. П. Исследования связи явления вызванной поляризации с электрокинетическими свойствами капиллярных систем. Вестн. ЛГУ, сер. физики и химии, вып. 1, № 4, 1961.



УДК 550.3 : 525.2

А. Т. ВЕГУНИ, Г. Ш. ШАГИНЯН, А. К. ЮХАНИЯН

ПЛОТНОСТЬ АНДЕЗИТОВЫХ ПОРОД ГЕГАМСКОГО  
НАГОРЬЯ И СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН

Глубинные сейсмические исследования земной коры позволили составить общие представления о строении кристаллической толщи земной коры под континентами и океанами [2, 10]. Однако ряд принципиальных вопросов о строении коры и ее возможном составе до настоящего времени остается неразрешенным. В частности, не ясны вопросы о петрографическом составе слоев кристаллической толщи земной коры, о природе отмечаемых границ раздела в коре, о том, что следует понимать под слоем «гранитным» и т. д. [1]. Из-за отсутствия прямых геологических сведений о составе слоев земной коры по скважинам, стратификация глубинных границ в еетолще для различных регионов проводится в основном по величинам скоростей упругих волн, полученных в естественных условиях [11]. Для уточнения данных полевых геофизических наблюдений важную роль имеет и лабораторное определение скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород при высоких термодинамических параметрах [5, 11].

Образцы горных пород были отобраны из верхнечетвертичных базальтовых, андезитовых и андезито-базальтовых лав Гегамского нагорья. Лавы характеризуются глыбовой, реже столбчатой отдельностью. По внешнему виду они представляют собой массивные, более или менее пористые породы серого цвета. Отобранные образцы представлены андезитами, пироксеновыми и атакситовыми андезитами, андезито-базальтами. Структура основной массы довольно разнообразная: обычно порфировая, микропорфировая, афировая, микролитовая, пилотакситовая, тонкомикролитовая [9]. Основная масса отобранных образцов состоит из лейст, тонких лейст, плагиноклаза и микролитов плагиноклаза.

Испытание образцов горных пород производилось при давлениях до 15—20 кб на установке поршень-цилиндр, разработанной в Институте физики Земли АН СССР [5]. Применяемая методика для определения скорости продольных волн, декремента объема и плотности описаны во многих работах [1, 3—7]. Перед испытанием образцов горных пород под давлением были определены их физические параметры при нормальных условиях, а также петроструктурные особенности образцов. На рис. 1 показано изменение скорости продольных волн от давления в пироксеновом андезите (обр. Г-18) в трех взаимноперпендикулярных направлениях. Из рисунка видно, что коэффициент анизотропии скорости в интервале давлений 4—20 кб не превосходит 1.8—2% вследствие хаотичного распределения минералов в эффузивных горных породах, поэтому они испытывались в произвольном направлении.



Полученные результаты показывают, что при давлении до 1 кбар скорость продольных волн увеличивается на 15—38%. Это объясняется тем, что при таких давлениях улучшается акустический контакт, так как закрываются микротрещины и щелеобразные поры [3, 4, 7]. При давлениях 10—20 кбар степень возрастания скорости уменьшается до 1,6—7,5%. Кривые зависимости скорости продольных волн от давления в андезитовых породах Гегамского нагорья располагаются в интервале 3,95—5,8 км/сек при атмосферном давлении и 5,25—6,78 км/сек при 15—20 кбар. На рис. 2а проводится сравнение значений скоростей для андезитовых пород Гегамского нагорья с андезитовыми породами Ехегнадзорского района, у которых величины скоростей варьируют от 3,13 до 4,44 км/сек при атмосферном давлении и 4,95—5,77 км/сек при 15 кбар [7]. Как видно, андезитовые породы Гегамского нагорья имеют более высокие значения скоростей продольных волн во всем интервале давления, что связано с большей плотностью, а также повышенным содержанием пироксена—минерала, обладающего высокой скоростью продольных волн [6].

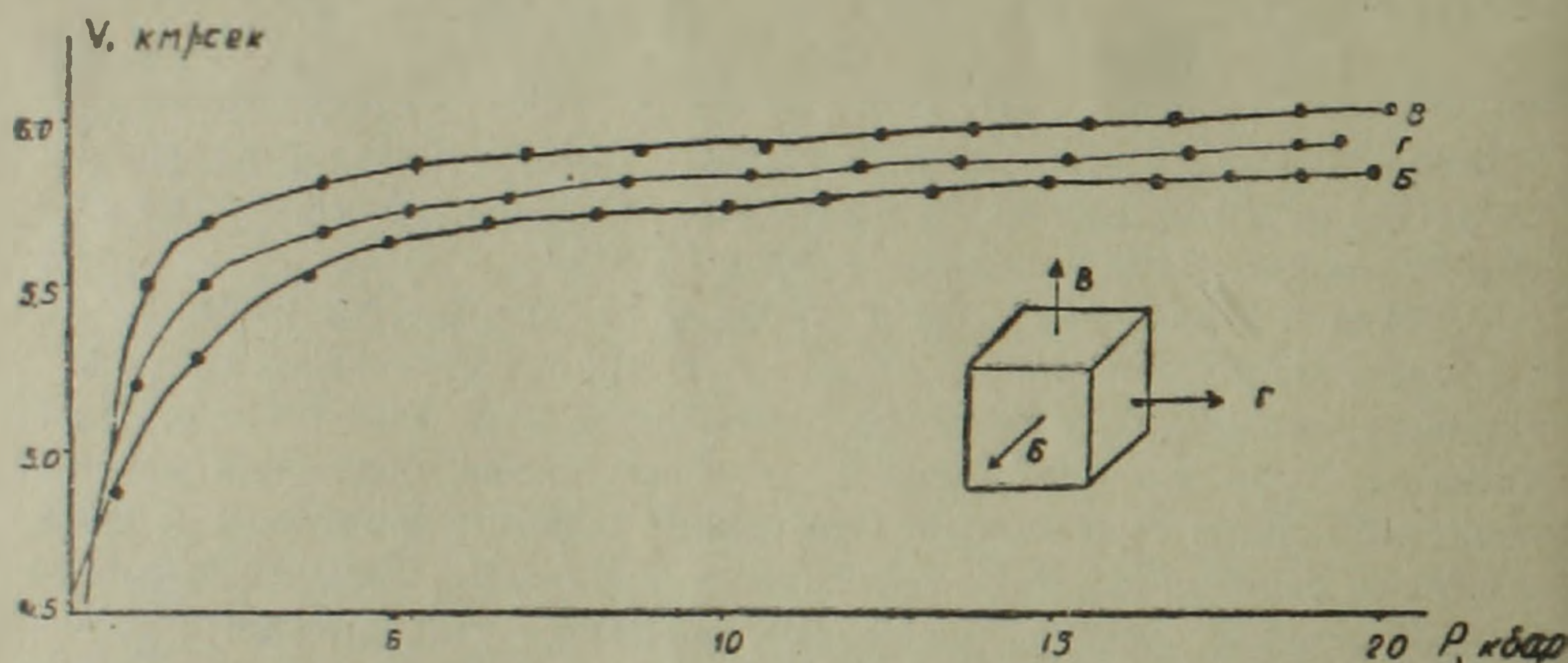


Рис. 1. Зависимость скорости продольных волн от давления в пироксеновом андезите (обр. Г-18) в трех взаимноперпендикулярных направлениях.

На рис. 2а отдельно показана кривая изменения скорости от давления для андезита (обр. Г-6), у которого в основной массе имеется повышенное содержание вулканического стекла: с повышением давления на образец скорость продольной волны несколько уменьшается, что согласуется с ранее полученными данными для стеклообразных веществ [8, 12]. Численные значения скоростных и плотностных характеристик для всех изученных пород приведены в табл. 1.

В процессе эксперимента статистическим методом определялось изменение декремента объема  $\frac{\Delta V}{V_0}$  у горных пород в функции давления (рис. 2б). Опыты показывают, что декремент объема для пироксеносодержащих андезитовых пород изменяется от 0,0025 до 0,015 при давлении до 1 кб, а при повышении давления до 15 кбар—увеличивается и варь-



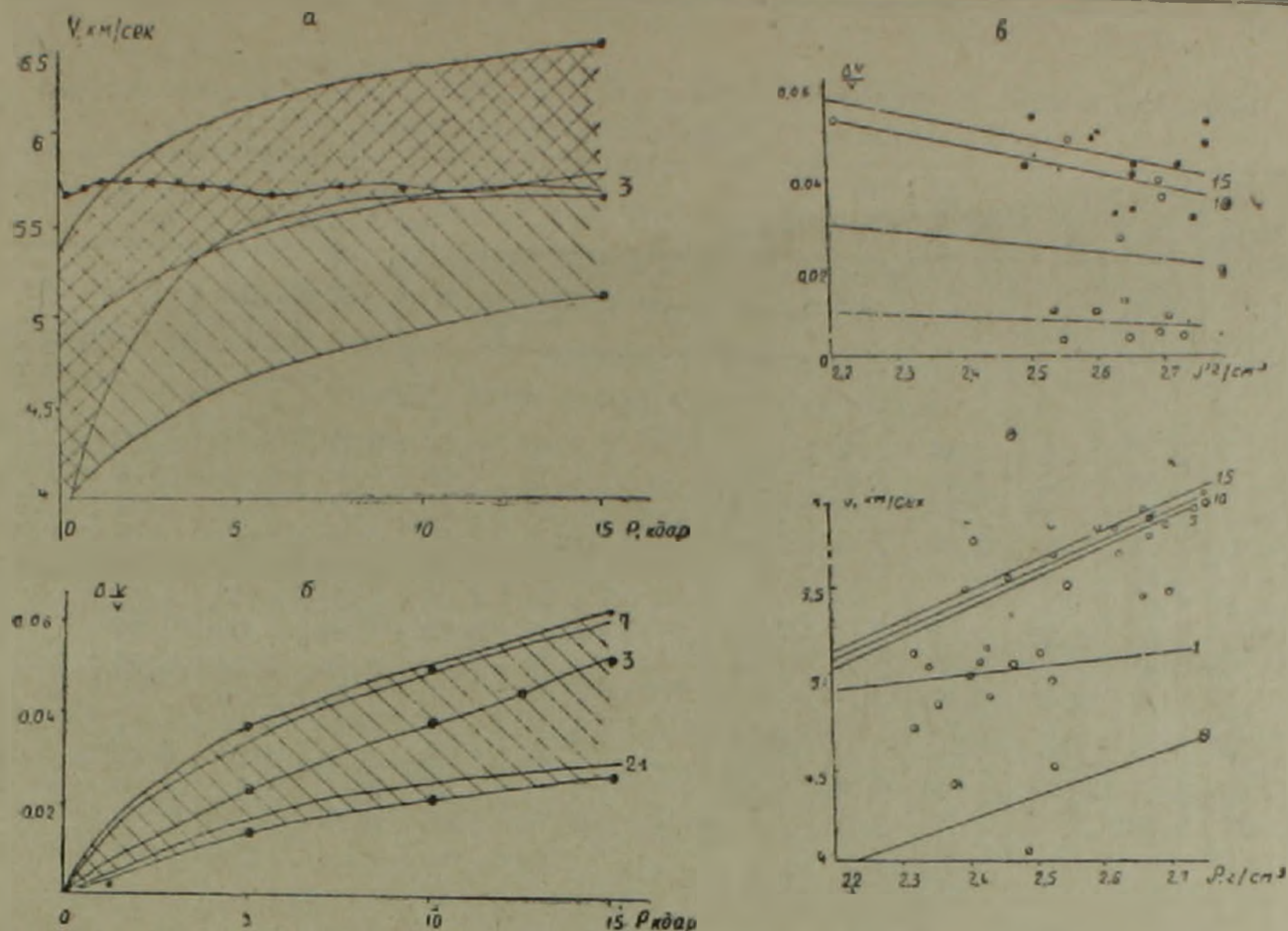


Рис. 2. а) зависимость скорости продольных волн от давления для горных пород Гегамского нагорья—двойная штриховка, для горных пород Ехегнадзорского района—одинарная штриховка, сплошная линия—обр. Г-6, б) изменение декремента объема с давлением для андезитовых пород Гегамского нагорья; в) зависимость между декрементом объема и плотностью для андезитовых пород Гегамского нагорья, 1, 5, 10, 15—давление в кбарах; г) зависимость между скоростью и плотностью андезитовых пород Гегамского нагорья, 0, 1, 5, 10, 15—давление в кбарах.

ирует от 0,025 до 0,62. Эта область показана штриховкой. Из графика видно, что те андезитовые породы, которые имеют высокие значения скоростей продольных волн и большую плотность, располагаются в нижней части и наоборот. Сравнивая результаты экспериментов образцов из Гегамского нагорья с андезитами Ехегнадзорского района [7], можно видеть, что область кривой изменения декремента объема андезитовых пород Гегамского нагорья по мере повышения давления ниже, чем в андезитах Ехегнадзорского района. Ранее была установлена корреляционная связь между декрементом объема и начальной плотностью, а также начальной плотностью и скоростью продольных волн для андезитовых пород Ехегнадзорского района [7], поэтому представляет интерес вывести аналогичную зависимость на вновь изученных образцах и сравнить их между собой. Как и в предыдущей работе уравнение регрессии имело вид линейного уравнения.

Численные значения коэффициентов линейного уравнения регрессии  $A$  и  $B$ , зависящие от давления и коэффициента корреляции  $r$ , приведены в табл. 2.

На рис. 2 в, г построена зависимость между  $\frac{\Delta V}{V_0}$  от  $\rho$  и  $v$  от  $\rho$  для



Таблица 1

Плотность и скорость продольных волн для андезитовых пород Гегамского нагорья  
Армении (в зависимости от давления)

| №№<br>образ-<br>цов | Плотность (г/см <sup>3</sup> ) при давлении, кбар |   |   |    |    |    | Скорость продольных волн (км/сек),<br>при давлении, кбар |   |   |    |    |    |
|---------------------|---------------------------------------------------|---|---|----|----|----|----------------------------------------------------------|---|---|----|----|----|
|                     | 0,001                                             | 1 | 5 | 10 | 15 | 20 | 0,001                                                    | 1 | 5 | 10 | 15 | 20 |

А н д е з и т ы

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Г— 3 | 2,39 | 2,4  | 2,44 | 2,48 | 2,52 | —    | 5,80 | 5,68 | 5,66 | 5,68 | 5,70 | —    |
| Г— 6 | 2,39 | 2,4  | 2,46 | 2,49 | 2,53 | —    | 4,23 | 4,60 | 5,10 | 5,16 | 5,26 | —    |
| Г— 7 | 2,48 | 2,5  | 2,55 | 2,59 | 2,62 | 2,65 | 3,95 | 5,80 | 6,36 | 6,43 | 6,57 | 6,76 |
| Г—30 | 2,48 | 2,5  | 2,55 | 2,59 | 2,61 | —    | 4,21 | 4,60 | 5,46 | 5,56 | 5,56 | —    |
| Г—10 | 2,51 | —    | —    | —    | —    | —    | 4,67 | 5,60 | 5,90 | 6,02 | 6,14 | 6,30 |
| Г— 4 | 2,52 | —    | —    | —    | —    | —    | 4,29 | 4,90 | 5,66 | 6,40 | 6,50 | —    |
| Г—29 | 2,56 | 2,57 | 2,61 | 2,64 | 2,68 | 2,70 | 5,32 | 5,74 | 6,00 | 6,03 | 6,14 | 6,21 |
| Г—28 | 2,61 | 2,62 | 2,66 | 2,69 | 2,69 | —    | 4,54 | 5,20 | 5,76 | 5,86 | 5,92 | —    |
| Г—13 | 2,68 | 2,69 | 2,73 | 2,76 | 2,78 | —    | 4,62 | 5,20 | 5,76 | 5,88 | 5,97 | —    |
| Г—21 | 2,69 | 2,72 | 2,74 | 2,76 | 2,79 | —    | 4,64 | 4,96 | 5,82 | 6,00 | 6,15 | —    |
| В—27 | 2,70 | 2,71 | 2,73 | 2,76 | 2,78 | —    | 4,94 | 5,30 | 5,93 | 6,26 | 6,30 | —    |
| Н—27 | 2,71 | 2,72 | 2,76 | 2,79 | 2,80 | —    | 4,41 | 4,96 | 5,90 | 6,10 | 6,20 | —    |
| С—27 | 2,72 | 2,75 | 2,79 | 2,82 | 2,84 | —    | 4,78 | 5,00 | 5,74 | 5,90 | 5,98 | —    |

П и р о к с е н о в ы е   а н д е з и т ы

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Г— 2 | 2,54 | 2,57 | 2,61 | 2,69 | 2,67 | 2,68 | 4,01 | 4,50 | 5,84 | 6,00 | 6,04 | 6,08 |
| Г—17 | 2,57 | 2,59 | 2,66 | 2,70 | 2,74 | 2,77 | 4,23 | 4,96 | 5,60 | 5,80 | 5,90 | 6,04 |
| Г—11 | 2,60 | 2,61 | 2,66 | 2,68 | 2,70 | —    | 4,28 | 4,96 | 5,70 | 5,83 | 5,88 | —    |
| Г—15 | 2,63 | 2,64 | 2,69 | 2,72 | 2,74 | —    | 4,49 | 4,94 | 5,48 | 5,64 | 5,76 | —    |
| Г—19 | 2,63 | 2,66 | 2,72 | 2,74 | 2,78 | 2,84 | 4,76 | 5,20 | 6,08 | 6,18 | 6,36 | 6,56 |
| Г— 1 | 2,64 | 2,65 | 2,67 | 2,70 | 2,72 | —    | 4,03 | 5,50 | 5,98 | 5,06 | 6,12 | —    |
| Г—20 | 2,66 | 2,68 | 2,73 | 2,76 | 2,78 | 2,81 | 4,25 | 5,60 | 6,20 | 6,50 | 6,64 | 6,76 |
| Г—18 | 2,68 | 2,71 | 2,76 | 2,79 | 2,82 | 2,86 | 4,42 | 5,14 | 5,70 | 5,80 | 5,88 | 5,98 |

А т а к с и т о в ы е   а н д е з и т ы

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Г— 5 | 2,65 | 2,66 | 2,69 | 2,71 | 2,73 | —    | 4,25 | 5,20 | 5,96 | 6,06 | 6,18 | —    |
| Г—08 | 2,67 | 2,68 | 2,71 | 2,73 | 2,76 | 2,78 | 4,58 | 5,44 | 5,86 | 5,84 | 5,96 | 5,98 |

А н д е з и т о - б а з а л ь т ы

|      |      |   |   |   |   |   |      |     |      |      |      |      |
|------|------|---|---|---|---|---|------|-----|------|------|------|------|
| Г—16 | 2,35 | — | — | — | — | — | 4,34 | 5,2 | 5,62 | 5,74 | 5,92 | 6,06 |
|------|------|---|---|---|---|---|------|-----|------|------|------|------|

Таблица 2

Парамстры регрессии и коэффициентов корреляции

| <i>p</i> | $\frac{\Delta V}{V_0} = A_1 p + B_1$ |                       |                       | $v = A_2 p + B_2$     |                       |                       |
|----------|--------------------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
|          | <i>A</i> <sub>1</sub>                | <i>B</i> <sub>1</sub> | <i>r</i> <sub>1</sub> | <i>A</i> <sub>2</sub> | <i>B</i> <sub>2</sub> | <i>r</i> <sub>2</sub> |
| кбар     |                                      |                       |                       |                       |                       |                       |
| 0,001    | —                                    | —                     | —                     | 1,38                  | 0,89                  | 0,03                  |
| 1        | —0,006                               | 0,022                 | 0,22                  | 0,37                  | 4,14                  | 0,10                  |
| 5        | —0,016                               | 0,065                 | —0,26                 | 1,32                  | 2,24                  | 0,36                  |
| 10       | —0,020                               | 0,022                 | 0,48                  | 1,3                   | 2,31                  | 0,42                  |
| 15       | —0,022                               | 0,107                 | 0,05                  | 1,59                  | 1,67                  | 0,61                  |

андезитовых пород Гегамского нагорья с помощью уравнения регрессии. Из рис. 2 в, г видно, что при атмосферном давлении разброс точек велик и коэффициент *r* мал вследствие микротрещиноватости и неоднородности пород. При повышении давления разброс точек заметно умень-



шается и коэффициент корреляции увеличивается, т. е. связь улучшается.

Сопоставляя наши данные с уравнением регрессии андезитов Ехегнадзорского района [7], у которых она варьирует  $v=4,01$   $\rho=4,99$  при 5 кбар и  $v=3,27$   $\rho=3,01$  при 15 кбар, выясняем, что угловые коэффициенты андезитовых пород Гегамского нагорья имеют более низкие значения, чем андезиты Ехегнадзорского района [7], потому что плотность у них ( $2,39-2,72$  г/см<sup>3</sup>) больше, чем плотность ( $2,24-2,67$  г/см<sup>3</sup>) андезитов Ехегнадзорского района.

### В ы в о д ы

1. Характер изменения скорости продольных волн пироксенсодержащих андезитовых пород по мере повышения давления почти одинаковый и варьирует в интервале 3,95—5,8 км/сек при атмосферном давлении и 5,25—6,78 км/сек при 15—20 кб. Эта область несколько выше, чем для пород андезитового состава Ехегнадзорского района.

2. Изменения объема больше у тех андезитов, которые имеют меньшее значение плотности и наоборот.

3. Установлена корреляционная связь между плотностью и скоростью продольных волн, а также между плотностью и декрементом объема. При атмосферном давлении коэффициент корреляции небольшой. С увеличением давления коэффициент корреляции возрастает, т. е. связь улучшается.

Ереванский политехнический институт

Поступила 28.IX.1978.

Ա. Թ. ՎԵՀՈՒՆԻ, Գ. Շ. ՇԱՀԻՆՅԱՆ, Ա. Կ. ՅՈՒՆԱՆՅԱՆ

### ԳԵՂԱՄԱ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ԱՆԴԵԶԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԽՏՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ԵՐԿԱՅՆԱԿԻ ԱԼԻՔՆԵՐԻ ԱՐԱԳՈՒԹՅՈՒՆԸ

#### Ա մ փ ո փ ո լ մ

Դաշտային գնդաճիկակա գիտարկումների ճշտման համար կարևոր դեր ունի ապարների ֆիզիկական հատկությունների լաբորատոր ուսումնասիրությունը բարձր թերմոդինամիկական պայմաններում: Փորձանմուշները հիմնականում վերցված են Գեղամա լեռնաշղթայի վերին շորրորդական բազալտային, անդեզիտային և անդեզիտաբազալտային հոսքերից:

Որոշված է այդ անդեզիտային ապարներում երկայնակի ալիքների տարածման արագության աճը, փոփոխման տիրույթները, ծավալի և խտության փոփոխությունը 0—20 կբար ճնշման պայմաններում: Որոշված է այդ մեծությունների միջև համահարաբերակցական կապը:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баяк Е. И., Волирович М. П., Скворцова Л. С. Скорость угругих волн при высоких давлениях в изверженных и метаморфических породах различных регионов. Тектонофизика и механические свойства горных пород. «Наука», М., 1971.



2. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», М., 1966.
3. Воларович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е. Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20 кбар. ДАН СССР, т. 157, № 6, 1964.
4. Воларович М. П., Левыкин А. И., Арутюнян А. В. Скорость упругих волн в образцах горных пород из офиолитовых интрузий Армении при давлениях до 20 кбар. В сб. «Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах», Тбилиси, 1974.
5. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. «Наука», М., 1974.
6. Воларович М. П., Баюк Е. И., Ефимова Г. А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. «Наука», М., 1975.
7. Воларович М. П., Шагинян Г. Ш., Баюк Е. И. Плотность и скоростные характеристики андезитовых пород Армении при высоких давлениях. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1977.
8. Воларович М. П., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш. Исследование скоростей продольных волн и их поглощения в горных породах и минералах при давлениях до 15 кбар и температурах до 600°C. Известия АН СССР. Физика Земли, № 7, 1977.
9. Геология СССР, т. 43, Армянская ССР, «Недра», М., 1970.
10. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», М., 1965.
11. Померанцева И. В. К вопросу о строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. Строение и развитие земной коры. «Наука», М., 1964.
12. Тонкова Э. А., Беликов Б. П., Абрамова Е. Е. Поведение вулканических стекол в условиях высоких термодинамических параметров. Известия АН СССР, серия геол., № 5, 1977.



УДК 551.510.04

А. А. БАГДАСАРЯН

## МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАПЫЛЕННОСТИ ВОЗДУХА В ЕРЕВАНЕ

В настоящей статье рассмотрены условия запыленности в Ереване в течение года и факторы, определяющие ее концентрацию.

Территория города Еревана находится в Араратской котловине и на механизм местного загрязнения его влияют прежде всего почвенно-климатические условия этой котловины.

Исходным материалом для исследования служили наблюдения за концентрацией пыли на двух стационарных пунктах УГМС Арм. ССР за отдельные годы, охватывающие период с апреля 1971 по апрель 1976 г.г.

Запыленность воздуха обусловлена природными и антропогенными факторами. Среди природных факторов главную роль в запыленности играет сухость почвы и средство переноса ее—ветер. При этом они чаще определяются местными условиями. Однако нередки и случаи переноса пыли на большие расстояния, в зависимости от особенностей крупномасштабной атмосферной циркуляции. Ниже мы остановимся на природных источниках пыли в Ереване.

Пятилетний период измерений пыли, который был в нашем распоряжении, возможно недостаточен для окончательных выводов о годовом и суточном ходе ее концентрации, однако позволяет в первом приближении характеризовать связь между естественными факторами пылеобразования и ее концентрацией в городе.

Анализ величин среднемесячных концентраций пыли выявил семикратное колебание в пределах от 0,3 до 2,0 мг/м<sup>3</sup> и, что очень важно, запыление выше предельно допустимой концентрации (ПДК) во все времена года. Минимальные уровни запыления наблюдались как в осенние месяцы (IX—X, 1971; IX—XI, 1976), так и в зимние и весенние (II, III, 1972; I, II, 1973; XII, 1974; II, III, IV 1975).

Климатические условия конкретной местности изменяются периодически, следовательно и запыленность воздуха должна иметь сезонный ход, то есть максимальные и минимальные ее величины должны отмечаться в определенные сезоны (рис. 1).

Рассмотрим годовой ход изменения концентрации пыли. На рис. 1 кривая (а) построена по средним значениям (данные круглосуточных наблюдений) за 4 года (1972—1975 г.г.). На этом же рисунке представлена аналогичная кривая (б) годового хода, полученная осреднением данных ночных (21-часовой срок) наблюдений за те же четыре года.



Из кривой (а) следует, что начиная с марта месяца до августа включительно происходит непрерывное нарастание концентрации пыли, а в период с августа до марта, в целом ее убывание. Минимум концентрации приходится на март, а максимум—на августе. Если годоводой ход концентрации связать только с характером источника загрязнения, в предположении, что основной составляющей концентрации пыли является пыль естественного происхождения, то в общих чертах легко объяснить ход кривой (а). С увеличением засушливости в теплые месяцы года и усилением горно-долинной циркуляции усиливается подъем пыли с поверхности земли и увеличение концентрации ее в воздухе.

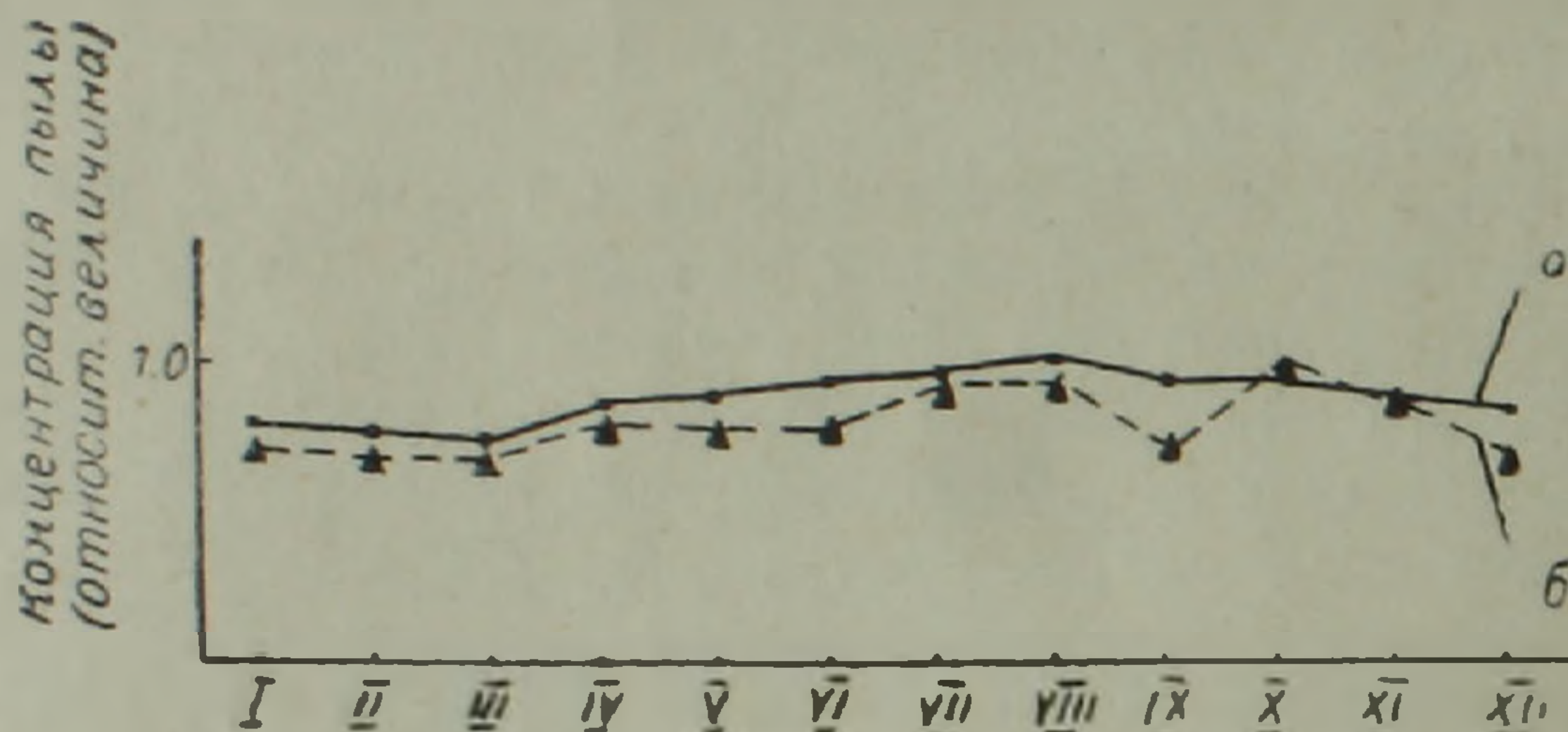


Рис. 1. Годовой ход концентрации пыли в воздухе г. Еревана (1972—1975 гг.).

С увлажнением поверхности земли и появлением снежного покрова, а также ослаблением горно-долинной циркуляции в холодные месяцы года ее концентрация в воздухе уменьшается. Считая, что пыль, выделяемая промышленностью и транспортом, в течение года не подвергается существенным изменениям, можно принять, что полученный нами годоводой ход количества пыли в воздушном пространстве города отражает лишь концентрацию ее из естественных источников.

Как было сказано в начале, интенсивность процесса пылеобразования определяется метеорологическими условиями. Араратская котловина характеризуется своими особенностями. С декабря по февраль в увеличении загрязнения воздуха немаловажную роль играют инверсии температур, штилевая со слабыми ветрами погода. Следовательно, концентрация пыли в этот период в основном зависит от выделения ее промышленными объектами и транспортом. Однако зимние инверсии в целом на величины среднемесячной концентрации пыли отражаются не существенно, ибо, как упоминалось, высокие уровни среднемесячных концентраций пыли приходятся на теплое полугодие, когда вероятность инверсий незначительна. Так, с 14 по 20 февраля 1977 г. отмечалась длительная устойчивая приподнятая инверсия, сопровождающаяся туманом на возвышенностях, окружающих центр города. При этих условиях по разовым наблюдениям отмечается максимальная запыленность воздуха, например, в октябре и ноябре 1976 года запыленность составляла соответственно 7,4 и 6,7 мг/м<sup>3</sup>, а в январе 1977 г.—5,1 мг/м<sup>3</sup>. Отсюда сле-



дует, что в зимний период на увеличение концентрации пыли в воздухе города, при ослабленной роли пыли природного происхождения, значителен вклад пыли антропогенного происхождения.

Атмосферные осадки уменьшают количество пыли не только увлажнением почвы, но и путем удаления из атмосферы примесей, путем механического захвата [10]. Зимой этот процесс протекает более интенсивно, ибо снежинки захватывают аэрозоли. Число дней с твердыми осадками, по многолетним данным, в среднем колеблется от 0,8 в ноябре до 7,8 дней в январе и наблюдаются в период с XI по III месяцы. В эти же месяцы очищение воздуха от пыли осуществляется сравнительно лучше, чем в теплые месяцы года. В зимний период скорости ветра небольшие. Усиление ветра является благоприятным фактором для уменьшения концентрации пыли на фоне снежного покрова и увлажненной почвы, так как при умеренном и сильном ветре разрушаются приземные инверсии.

В теплое время года, в особенности в летние месяцы горно-долинная циркуляция усиливается и является одним из определяющих запыление факторов. Ветровой режим способствует увеличению запыленности за счет пыли, приходящей главным образом из предгорья и частично поднимаемой с территории самого города. Усиление ветра, обусловленное местными климатообразующими факторами, не способствует выносу пыли за пределы Араратской котловины, и она накапливается в ее пределах. Если же выпадают осадки, то чаще всего в послеобеденные часы, т. е. когда усиливается ветер.

Рассмотрим данные о суточном ходе запыленности воздуха города в связи с метеорологическими условиями. Кривая (б) годового хода ночной запыленности (рис. 1) в целом повторяет ход первой кривой (составленной из осреднения дневных и ночных наблюдений) и показывает, что среднесуточные концентрации пыли выше ночных (т. е. величины дневных концентраций больше ночных) за исключением октября. Из рисунка также следует, что превышение дневных концентраций пыли наиболее ощутимо с апреля по сентябрь, что позволяет предположить, что количество пыли, поднимаемой с поверхности земли ветром в атмосферу г. Еревана, существенно. Максимальное превышение среднесуточной величины пыли над ночной наблюдается в сентябре, что, по-видимому, связано с усилением ветровой эрозии почвы, наблюдаемой в этот период. И хотя в сентябре частота выпадения атмосферных осадков (3,3 дня) больше, чем в августе (2,7 дня), однако это незначительное превышение не обеспечивает достаточного увлажнения почвы и не препятствует вздыманию ветром в атмосферу пыли. Следует отметить, что воздух из тропических широт проникает в Армению в течение всего года. Однако наиболее часто это наблюдается в теплое полугодие. При крупных меридиональных преобразованиях атмосферной циркуляции тропический воздух проникает в Армению, что сопровождается знойной и сухой погодой. В эти периоды концентрация пыли в воздухе в Ереване резко возрастает и густая дымка окутывает город. Исследование



циркуляционных особенностей летнего периода показало, что запыленный воздух проникает главным образом из пустынь севера Аравии, находящихся на небольшом расстоянии от Еревана [2, 6, 9].

В октябре наблюдается увеличение прохождения холодных фронтов, которое сопровождается увеличением облачности и выпадением продолжительных фронтальных осадков [1]. Эти осадки практически могут выпасть в любое время суток и отличаются большой продолжительностью, чем, по-видимому, можно объяснить превышение ночной концентрации пыли над среднесуточными (рис. 1). Кстати, на октябрь приходится и максимально разовая наблюдаемая концентрация пыли, равная  $7,4 \text{ мг/м}^3$ .

Таким образом представив общую картину запыления воздуха в Ереване, попытаемся использовать установленные закономерности в целях прогноза запыленности.

Несмотря на короткий ряд измерений запыленности в Ереване, мы попытались путем применения статистического анализа [7, 8] получить связи между среднемесячными величинами запыленности и метеорологическими параметрами. Было применено уравнение линейно-множественной регрессии, позволяющее учитывать совокупность факторов, влияющих на величину запыленности.

Отбор наиболее эффективных метеорологических величин, в первом приближении, выполнен на основе графической связи, а далее по степени корреляции соответствующих отобранных величин. Из всех исследованных метеорологических элементов для теплого полугодия были отобраны температура поверхности почвы и средняя скорость ветра.

Общий вид уравнения множественной регрессии

$$Y = ax_1 + bx_2 + \dots + a_n x_n + C. \quad (1)$$

В данном случае

$$Y = ax_1 + bx_2 + C, \quad (2)$$

где  $Y$ —запыленность ( $\text{мг/м}^3$ );

$x_1$ —средняя скорость ветра у земной поверхности ( $\text{м/сек}$ );

$x_2$ —температура поверхности почвы (в градусах Цельсия);

$a, b, c$ —исковые константы.

Частные коэффициенты корреляции ( $r$ ) оказались равны:

$$r_{yx_1} = 0,78,$$

$$r_{yx_2} = 0,71,$$

$$r_{x_1x_2} = 0,54.$$

Сводный коэффициент корреляции  $R=0,85$ . Вероятная ошибка сводного коэффициента корреляции  $E_R=0,06$ .

Следовательно,  $R$  находится в пределах  $0,79 \leq R \leq 0,91$ .

По известным из статистики формулам вычисления параметров уравнения регрессии определим величины искомых констант. Константы оказались равными:  $a=0,35$ ,  $b=0,02$ ,  $c=0,08$ .



Подставляя найденные величины в уравнение (2) и решив относительно  $Y$ , получим

$$Y_1 = 0,35 x_1 + 0,02 x_2 + 0,08. \quad (3)$$

Средняя квадратичная ошибка данного уравнения ( $S_y$ ) оказалась равной 0,14.

В заключение отметим, что определяющими факторами запыленности воздушного пространства г. Еревана являются почвенно-климатические условия Араратской котловины с резко выраженной в теплое полугодие горно-долинной циркуляцией воздуха. Концентрация пыли увеличивается при переносе ее из районов пустынь севера Аравии и севера Африки при соответствующей макромасштабной меридиональной циркуляции.

Концентрация пыли имеет хорошо выраженный годовой ход. Минимальная концентрация пыли приходится на март, а максимальная — на август. В летние месяцы количество пыли возрастает при усилении ветра, а в зимние месяцы, наоборот, при штилевой подготовке и приземных инверсиях температуры воздуха.

На содержание пыли в воздухе оказывают влияние и атмосферные осадки; вымывание ее лучше осуществляется при снегопадах.

Полученные в работе статистические данные можно использовать при разработке способов прогнозирования запыления воздуха в городах с аналогичными природными условиями.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 21.VII.1978.

Ա. Ա. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ

## ՕՂԻ ՓՈՇՈՏՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ՕՂԵՐԵՎՈՒԹԱՔԱՆԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ ԵՐԵՎԱՆ ՔԱՂԱՔՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում քննարկված են օդի փոշոտվածության որոշակի բնութագրերը՝ կապված քաղաքի օդերևութաբանական պայմանների հետ:

Ուսումնասիրությունը կատարվել է Հայկական ՍՍՀ Ջրաօդերևութաբանական վարչության ցանցի՝ երկու կետերում հնգամյա դիտարկումների տրվյալների հիման վրա: Տրված է օդի փոշոտվածության տարեկան ընթացքը, փոշու բնական աղբյուրների սեզոնային փոփոխությունները և դրանց կապը օդի ջերմաստիճանի, մթնոլորտային տեղումների և քամու ուժի հետ:

Տարվա տաք կեսի համար առաջարկվում է օդի փոշոտվածության կանխատեսման հավասարում:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Александрян Г. А. Атмосферные осадки в Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1971.



2. Багдасарян А. Б. Циркуляционные факторы климата Армянского нагорья. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. 10, № 1, 1957.
3. Безуглая Э. Ю. и др. Годовой и суточный ход содержания атмосферных примесей в городских условиях. Тр. ГГО, вып. 254, 1971.
4. Безуглая Э. Ю., Сонькин Л. Р. Влияние метеорологических условий на загрязнение воздуха в городах Советского Союза. В кн. «Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы», Гидрометиздат, Л., 1971.
5. Берлянд М. Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Гидрометиздат, Л., 1975.
6. Кристостурян Р. Т. Климатическое описание Армянской ССР. Л., 1938.
7. Лучшева А. А. Практическая гидрология. Гидрометиздат, Л., 1976.
8. Першина Р. А., Сонькин Л. Р. Возможности прогнозирования загрязнения воздуха в городе методом линейного регрессионного анализа. Тр. ГГО, вып. 387, 1977.
9. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Тр. ЦИП, вып. 1 (28), 1947.
10. Селезнева Е. С., Петренчук О. П. Об удалении примесей из атмосферы облаками и осадками. В кн. «Метеорологические аспекты загрязнения атмосферы». Л., Гидрометеониздат, 1971.
11. Сонькин Л. Р., Денисова Т. П. Метеорологические условия формирования периодов интенсивного загрязнения воздуха в городах. Тр. ГГО, вып. 238, 1969.



Г. П. ТАМРАЗЯН

# СКЛОНЕНИЕ ЛУНЫ В КУЛЬМИНАЦИЯХ И ВЫСВОБОЖДЕНИЕ ЭНЕРГИИ НАИСИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗЕМЛИ

Между временем возникновения сильнейших землетрясений Земли и склонением Луны в кульминациях существуют интересные соотношения. Склонение Луны в течение лунного месяца меняется от наибольшего значения (в кульминациях) до наименьшего. Сами же максимальные величины склонения Луны в кульминациях в результате возмущающего действия Солнца, Земли и планет изменяется примерно за 18,6 года от  $18^{\circ}18'$  до  $28^{\circ}36'$  (рис. 1). Для последующего анализа период между идентичными склонениями Луны в кульминациях разделим на 17 интервалов (зон), примерно равных между собой по продолжительности. Выделим эти зоны от момента сравнения величины склонения Луны в кульминации на нисходящей ветви кривой этого склонения с величиной наклона земного экватора к эклиптике ( $23^{\circ}27'$ ) до следующего аналогичного момента. Эти зоны обозначим порядковыми номерами от 1 до 17. При этом на эпоху, когда склонение Луны в кульминациях ( $\alpha$ ) меньше наклона экватора Земли к эклиптике ( $\alpha < 23^{\circ}27'$ ), приходится 8 таких зон (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8), а на противоположную эпоху ( $\alpha > 23^{\circ}27'$ ) приходится около 9 таких зон (9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17).

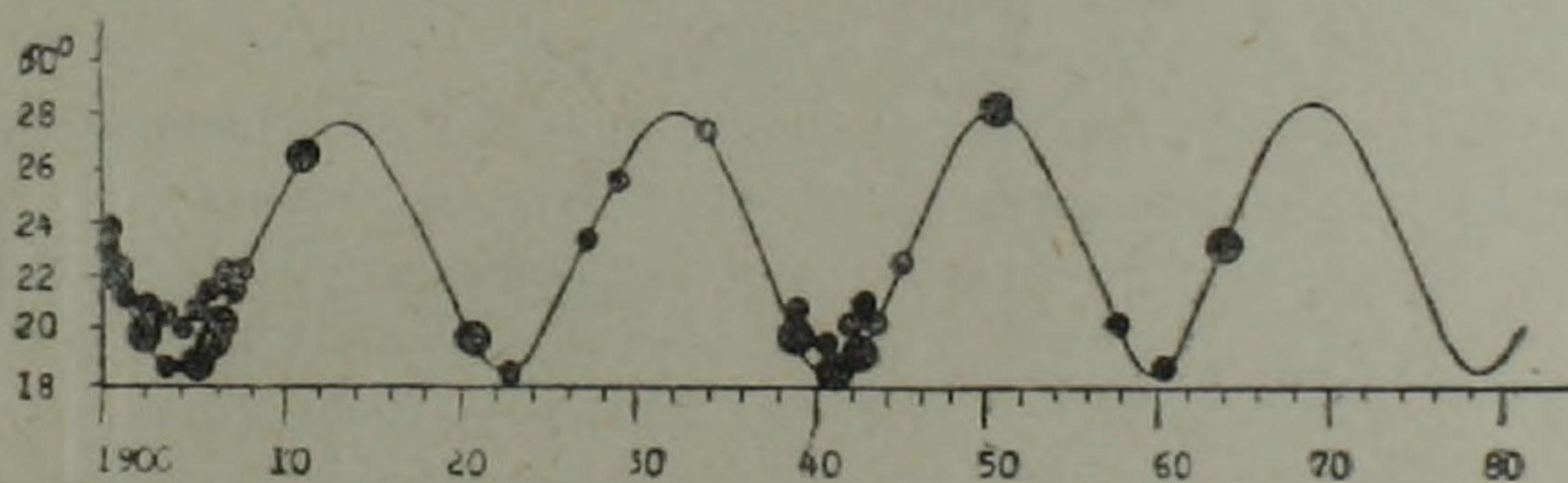


Рис. 1. Склонение Луны в кульминациях и сильнейшие нормальные землетрясения континентов (1898—1977 г.г.). Месячные величины склонения Луны в кульминациях (в градусах) показаны слева. Большие кружки—землетрясения с  $M=8.5-8.9$ . Малые кружки—землетрясения с  $M=8.3-8.4$ .

Как видно из рис. 1, наибольшее количество землетрясений в XX веке приходилось на время минимальных склонений Луны в кульминациях (впадины на кривой). Первый максимум землетрясений приурочивается к 1897—1906 гг., второй—к 1938—1944 гг. Получается, что через один минимум склонения Луны в кульминациях сейсмоактивность Земли возрастала. Следующее возможное усиление сейсмоактивности по аналогии приходится на 1976—1982 гг. Если это подтвердится, то мож-



но говорить о долгосрочном прогнозе общепланетарной сейсмоактивности Земли в целом.

Рассмотрим изменение сейсмоактивности континентов и океанических регионов в отдельности (рис. 2).

1. В континентальных регионах свыше 82% всей сейсмической энергии неглубоких (нормальных) землетрясений и 75% энергии промежуточных и глубокофокусных землетрясений с  $M=8,3-8,9$  высвободилось в XX веке (1900—1977 гг.) при  $\alpha < 23^\circ 27'$ . В противоположную эпоху ( $\alpha > 23^\circ 27'$ ), несколько даже большую по продолжительности, выделение энергии было меньше соответственно в 5 и в 3 раза.

2. В континентальных регионах землетрясения с меньшей магнитудой ( $M=7,0-8,2$ ) уже не выявляют той приуроченности максимальной сейсмической энергии к эпохе с  $\alpha < 23^\circ 27'$ , которая характерна для наисильнейших землетрясений с  $M=8,3-8,9$ . Промежуточные и глубокофокусные землетрясения с  $M=7,0-8,2$  выделяют примерно одинаковое количество (по 50%) энергии в эпохи с  $\alpha < 23^\circ 27'$  и  $\alpha > 23^\circ 27'$ . Нормальные же землетрясения с  $M=7,0-8,2$  в эпоху с  $\alpha > 23^\circ 27'$  выделяли даже несколько больше энергии (58%), чем в эпоху с  $\alpha < 23^\circ 27'$  (42%). Но поскольку на нормальные землетрясения с  $M=8,3-8,9$  приходится 80% всей энергии землетрясений с  $M=7,0-8,9$ , то особенности высвобождения энергии сильнейших землетрясений являются профилирующими для континентов, и это отчетливо видно на рис. 2 (слева).

3. В океанических регионах, в отличие от континентальных, нет резко выраженного максимума выделения энергии нормальных землетрясений с  $M=8,3-8,9$  и в эпоху с  $\alpha > 23^\circ 27'$  наблюдается даже несколько больше (на 13%) выделение энергии, чем в эпоху с  $\alpha < 23^\circ 27'$ . Этому следует и распределение энергии нормальных землетрясений с  $M=7,0-8,2$ . В целом энергия всех нормальных землетрясений (всех магнитуд) в океанических регионах несколько (на 15%) больше в эпоху с  $\alpha > 23^\circ 27'$  и соответственно меньше в эпоху с  $\alpha < 23^\circ 27'$ . Промежуточные и глубокофокусные землетрясения в океанических регионах распределяются безразлично к склонению Луны в кульминациях для группы землетрясений с  $M=7,0-8,2$ , а сильные из них ( $M=8,3-8,9$ ) порою учащаются в эпохи экстремумов склонения Луны в кульминациях (не только в эпохи минимума, но и непосредственно перед эпохой максимума склонения Луны в кульминациях).

4. Если рассматривать все землетрясения (неглубокие, промежуточные, глубокофокусные) в целом, то выявляется такая осредненная картина:

а) Океанические регионы высвобождают сейсмическую энергию почти независимо от склонения Луны в кульминациях, хотя при  $\alpha > 23^\circ 27'$  высвобождение энергии было немного (в среднем на 10%) больше, чем при  $\alpha < 23^\circ 27'$ .

б) Континентальные регионы высвобождают энергию наисильнейших землетрясений с  $M=8,3-8,9$  преимущественно при малых склонениях Луны в кульминациях и в эпоху с  $\alpha < 23^\circ 27'$  высвобождалось в



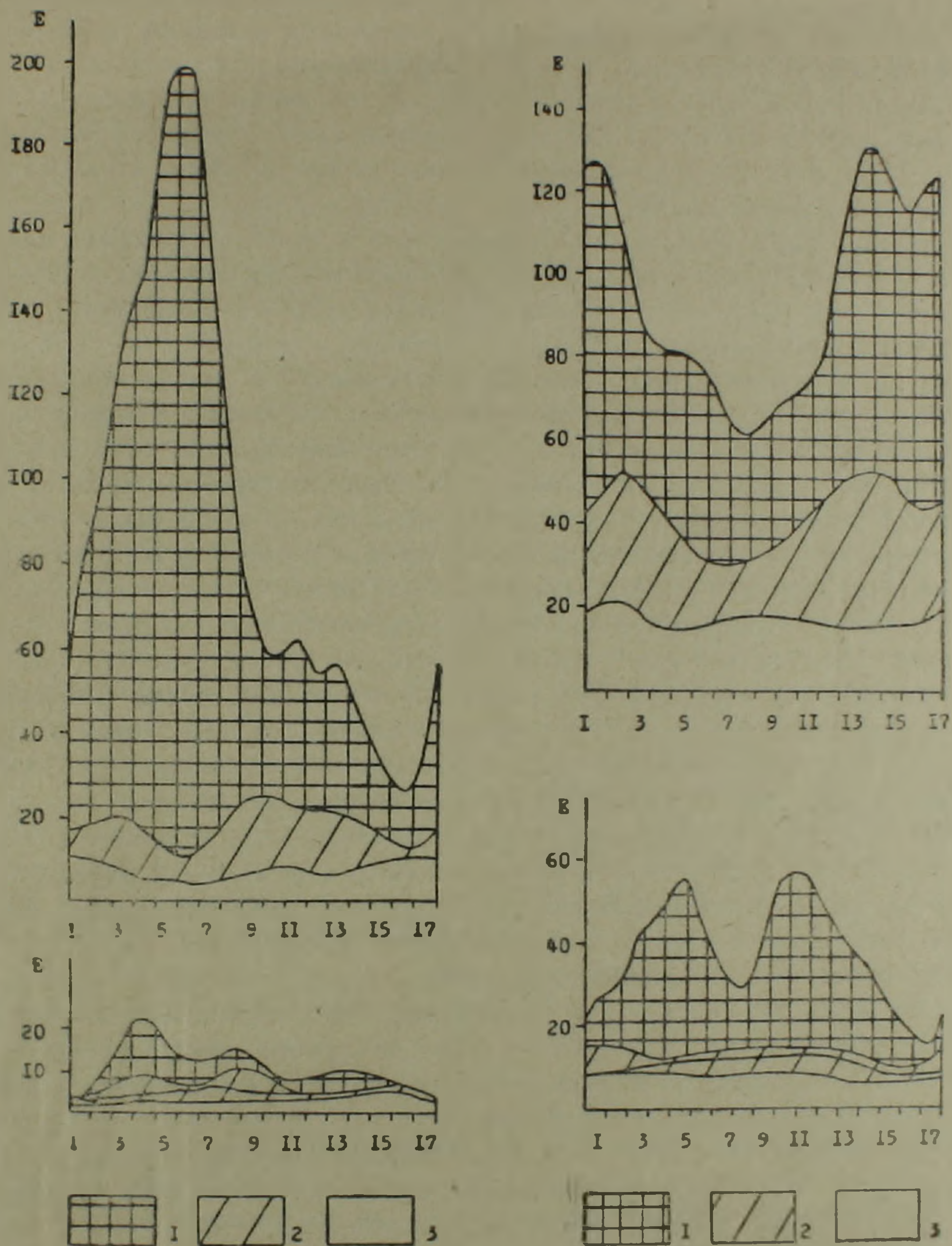


Рис. 2. Распределение энергии сильных и сильнейших землетрясений континентальных и океанических регионов Земли по отдельным зонам склонения Луны в кульминации. По вертикали отложена сейсмическая энергия по дважды скользящим трехзонам ( $E \cdot 10^{23}$  эрг); по горизонтали отложены все 17 выделенных зон склонения Луны в кульминации. Слева—континенты, справа—океанические регионы;верху—нормальные землетрясения, внизу—промежуточные и глубокофокусные землетрясения. Магнитуда землетрясений (M): 1—8,3–8,9; 2—7,9–8,2 (для промежуточных и глубокофокусных землетрясений энергия подсчитана для  $M=7,9$  и отдельно для  $M=8,0–8,2$ ); 3—7,0–7,8.



2,7 раза больше энергии, чем в эпоху с  $\alpha > 23^\circ 27'$ , причем главным образом за счет неглубоких землетрясений, очаги коих находятся на глубине 0—60 км, т. е. в земной коре и непосредственно подстилающей части верхов мантии, хотя и более глубокие участки мантии при высвобождении энергии наисильнейших землетрясений также следуют этому.

Два фактора обуславливают влияние склонения Луны в кульминации на землетрясения.

Во-первых, усиление сейсмоактивности в эпохи экстремумов склонения Луны в кульминациях, когда угловое расстояние между Луной и Солнцем (угол между плоскостью лунной орбиты и эклиптической) длительное время наибольшее, связано главным образом с тем, что в это время векторная сумма моментов действующих на Землю приливных сил Луны и Солнца более всего отлична от нуля, условия в недрах наиболее далеки от равновесного и более всего благоприятны для проявления, так сказать, «эффекта рычага», который действует как некий спусковой механизм скорее всего при максимальном различии высот земной поверхности. Это последнее на Земле имеет место прежде всего в северном полушарии и притом севернее 20-й параллели. Именно в поясах 20—65° северных широт эпохи обоих экстремумов сопровождаются максимальным выделением энергии сильнейших землетрясений (южное полушарие также подчиняется этому). Во-вторых, в условиях минимальных величин наклона лунной орбиты к земному экватору (зоны 3, 4, 5 и 6) на кривой изменения склонения Луны в кульминациях результирующая приливных усилий и усилий от влияния вращения Земли наибольшая и поэтому в эпохи минимума склонения Луны землетрясения могут еще больше усиливаться по сравнению с эпохами его максимума. Все это и отражается в фактическом распределении выхода энергии сильнейших землетрясений мира на материалах XX века (рис. 1 и 2).

В континентальных регионах влияние склонения Луны в кульминациях очень сильно сказывается на наисильнейшие нормальные землетрясения ( $M = 8,3—8,9$ ) и, кроме того, также на сильные землетрясения мантии, что указывает на наибольшую «проницаемость» космических влияний в недра прежде всего в их пределах, где они временами чуть-чуть «раскачивают» континенты с их глубинными корнями, сказываясь на глубинах много сотен км. При этом примечательно, что даже глубокофокусные землетрясения с очагами на глубинах до 400—700 км откликаются на «космические мигания», приурочиваясь здесь больше всего к эпохе минимума склонения Луны в кульминациях ( $\alpha < 23^\circ 27'$ ), а в эпоху максимальных его величин ( $\alpha > 23^\circ 27'$ ) уже скорее всего к его экстремумам (зоны 12—14 и др.).



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.21;553.0(479.25)

Р. С. МОВСЕСЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЭОЦЕНОВОГО  
ВУЛКАНИЗМА В ПРЕДЕЛАХ АРМАНИССКОГО  
РУДНОГО ПОЛЯ

Исследуемая область северо-западной части Базумского хребта характеризуется широким проявлением средне- и верхнеэоценовых вулканических и вулканогенно-осадочных образований, отвечая северо-западному сегменту Севано-Ширакского синклинория [2, 3, 6].

Не останавливаясь на региональных вопросах геологической характеристики и условиях формирования среднеэоценовых вулканогенных толщ, а также на особенностях вещественного состава и химизма этих образований [3, 6], ниже рассмотрены некоторые вопросы строения верхнеэоценовых вулканических и вулканогенно-обломочных образований, занимающих основную часть рудного поля Арманисского полиметаллического месторождения (рис. 1).

Породы слагают здесь крыло синклинали с моноклинальным падением слоев на юго-запад  $190-230^\circ$  под углами  $20-40^\circ$ . Структура осложнена интенсивно проявленной дизъюнктивной тектоникой и многочисленными магматическими внедрениями в виде субвулканических и жерловых образований различной морфологии и состава.

Детальное геолого-петрографическое картирование и составление разрезов позволили верхнеэоценовые образования Арманисского рудного поля подразделить на 4 пачки, отличающиеся стратиграфическим положением, вещественным составом и фациально-литологическими особенностями.

I пачка сложена преимущественно потоками гналобазальтов и оливиновых базальтов, а также их туфами и шлаками, которые слагают самые низы верхнего эоцена, обнажаясь преимущественно в северо-западной части рудного поля. Породы характеризуются фиолетовой, лилово-красной и бурой окраской. Петрографическая характеристика пород приведена в табл. 1. Мощность отдельных потоков не превышает 5—6 м. Внутри пачки выделяются прослои алевролитов, алевропелитов и известковистых песчаников мощностью 40—80 м, которые содержат нередко микрофауну *Hantkenina suprasuturalis* Bronnimann, характерную для низов верхнего эоцена. В верхах пачки отмечается преобладание пирокластических фаций над лавовыми и смена туфов базальтового состава андезито-базальтовыми и андезитовыми разностями. Мощность пачки около 900 м.



*II пачка* выделена по преобладанию существенно терригенных образований—туфоконгломератов, туфопесчаников, алевролитов. Туфоконгломераты, залегающие в основании пачки, характеризуются непостоянной мощностью от 1 до 15 м и размерами обломков до 10 см. Обильная микрофауна, собранная из этой пачки — *Pyrgo Simplex (Orbigny)*, *Eponides subumbonatus Mjatluk*, *Cibicides ungerianus (Orbigny)*, *Globigerina corpulenta Subbotina*, *Turborotalia armenica Sahakjan*, *Bolivina antegressa Subbotina* плохой сохранности (определения здесь и выше Ю. А. Мартиросян), однозначно датируют верхнеэоценовый возраст пород. Мощность этих образований составляет 150—180 м.

*III пачка* обнажается в центральной части Арманисского рудного поля. Она сложена преимущественно литокластическими и спекшимися туфами базальтового, а в верхах разреза пачки, андезитового состава с редкими маломощными потоками гналобазальтов. Мощность пачки в среднем составляет около 500 м, уменьшаясь в юго-восточном направлении до 200 м.

*IV пачка*, слагающая верхи разреза верхнего эоцена, представлена туфами андезито-дацитового, дацитового и липарито-дацитового состава мощностью около 500 м. Эти породы развиты широко и занимают значительные площади в пределах рудного поля. В юго-западной части образования пачки IV срезаны крупным нарушением северо-западного простирания.

Таким образом, в пределах Арманисского рудного поля в разрезе верхнего эоцена наблюдается постепенная смена состава пород от гналобазальтов и андезито-базальтов через терригенные образования и туфы основного состава к более кислым разностям—андезито-дацитам, дацитам и липарито-дацитам.

Наиболее молодые палеогеновые образования в пределах рудного поля слагают пачку глин, глинистых сланцев, песчаников и конгломератов мощностью 180 м, которые обнажаются по северным склонам г. Медвежьей и имеют нижнеолигоценовый возраст [5].

Специфической особенностью верхнеэоценового вулканизма области является исключительно широкое проявление его субвулканических и жерловых фаций в виде штокообразных и дайкообразных тел (сложной морфологии и различного состава, объединенных нами в 5 групп). Петрографическая и химическая характеристики их в возрастной последовательности даны в табл. 2 и 3.

*1. Диабазы, кварцевые диабазы, габбро-диориты* слагают штокообразные тела размером до 150×50 м и дайки, вытянутые в близмеридиональном направлении от 10—50 до 100 м. Развиты они в низах разреза верхнего эоцена в северо-западной части рудного поля, а также в породах мелового возраста.

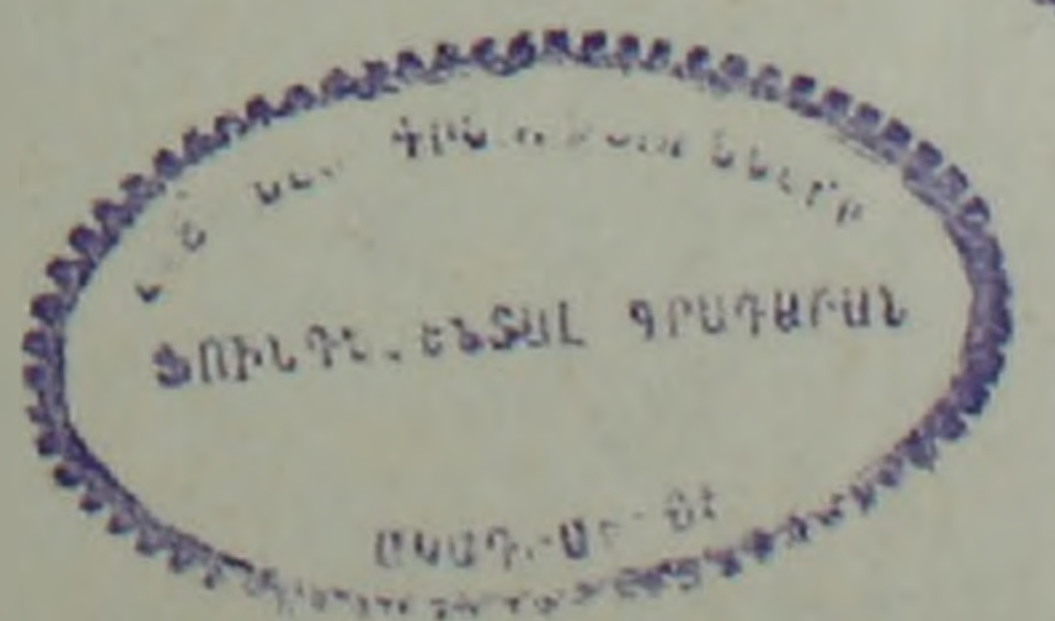
*1. Диабазы, кварцевые диабазы, габбро-диориты* слагают штокообразные тела, сложенные породами этого состава, пользуются в районе наиболее широким развитием. Породы отличаются смоляно-черным и черным цветом, плотным массивным сложением и хорошо картируются



Петрографическая характеристика вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнего эоцена Армянского рудного поля

Таблица 1

| Пачки | Типы пород                                                                                                                         | Минеральный состав                                                                                                                                                                                                   | Структура и текстура                                                                                                                                                                                                        | Вторичные изменения                                                                                                 |
|-------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| I     | Оливиновые базальты и гиадобазальты                                                                                                | Плагноклаз размером до 2,0 мм, моноклинный пироксен—до 0,5 мм, оливин—до 0,3—0,5 мм, замещенный серпентин-ба-<br>ститом и магнетит-гематитом                                                                         | Порфировая, сериально-порфировая с гиалопилитовой, гиа-<br>линовой, реже интерсертальной структурой основной мас-<br>сы. Текстура миндалекаменная. Размер миндалин от 0,2 до<br>2,5 мм.                                     | Альбит, хлорит, реже карбонат. Мин-<br>далины и трещинки выполнены<br>хлоритом, карбонатом, кварцем, це-<br>олитом. |
|       | Лито-кристаллокластические и лито-<br>кластические спекшиеся туфы и<br>шлаки базальтового, реже андези-<br>то-базальтового состава | Угловатые, слабо окатанные обломки миндалекаменных ба-<br>зальтов; обломки стекла основного состава; реже обломки<br>андезитов, андезито-дацитов и дацитов, а также обломки<br>плагноклаза, реже кварца.             | Кристалло-лито-витрокластическая, псефито-псаммитовая,<br>псаммитовая, алевритовая. Цемент контактовый, местами<br>базальный, реже выполнения. В спекшихся разностях вдоль<br>контактов обломков—интенсивная лимонитизация. | В миндалинах обломков или по<br>цементу развиваются хлорит, кар-<br>бонат, кварц, цеолит.                           |
|       | Алевролиты, алевропелиты                                                                                                           | Обломки гиадобазальтов, фельзитов, плагноклаза, кварца.                                                                                                                                                              | Алевритовая, алевро-пелитовая. Угловатые и окатанные об-<br>ломки погружены в пелит-карбонатную связующую массу                                                                                                             | По прожилкам, по обломкам и в ви-<br>де пятен-хлорит карбонат, кварц,<br>гидрослюда, вторичный биотит.              |
|       | Лито-кристаллокластические туфы ан-<br>дезито-базальтового, андезитового<br>состава                                                | Угловатые, слабо окатанные обломки базальтов, андезитов,<br>дацитов. Обломки минералов представлены плагноклазом,<br>клинопироксеном, изредка кварцем и КПШ.                                                         | Литокристаллическая, псаммитовая. Цемент контактовый, ме-<br>стами базальный, представлен новообразованиями хло-<br>рита, кварца, карбоната и редкими выделениями пренита                                                   | Хлорит, кварц, карбонат, гидроокис-<br>лы железа, пренит.                                                           |
| II    | Туфоконгломераты                                                                                                                   | Обломки от 1—2 до 10 см, представлены гиадобазальтами и<br>базальтами, андезитами, дацитами, липарито-дацитами.                                                                                                      | Лито-кристаллокластическая, псаммитовая, алевритовая, але-<br>вро-пелитовая. Связующая масса—карбонат и хлорит                                                                                                              | Карбонат, хлорит, альбит, по цемен-<br>ту—хлорит, карбонат, серпент,<br>кварц.                                      |
|       | Туфопесчаники                                                                                                                      | Окатанные, реже слабо окатанные, угловатые обломки ба-<br>зальтов, андезитов, дацитов, кислого стекла, карбоната,<br>кварца, плагноклаза, КПШ.                                                                       | Размерность псаммитовая, алевритовая. Цемент контактовый<br>с переходом к базальному.                                                                                                                                       | Хлорит, карбонат, кварц, гидрослю-<br>да.                                                                           |
|       | Алевролиты                                                                                                                         | Обломки представлены гиадобазальтами, кислым стеклом,<br>плагноклазом, кварцем; содержат микрофауну.                                                                                                                 | Алевритовая, алевро-пелитовая, пелитовая. Цемент—карбо-<br>нат, рогульчатое стекло, тонкочешуйчатый хлорит.                                                                                                                 | Карбонат, хлорит, кварц.                                                                                            |
| III   | Литокластические и спекшиеся туфы<br>базальтового, андезито-базальтово-<br>го и андезитового состава                               | Угловатые, слабо окатанные обломки представлены гиало-<br>базальтами, иногда с миндалекаменной текстурой; андезито-<br>базальтами и андезитами. Обломки минералов: плагноклаз,<br>оливин, клинопироксен              | Лито-витрокластическая, спекшаяся, псефито-псаммитовая,<br>псаммитовая. Цемент контактовый, крустификационный, ре-<br>же базальный; замещен хлоритом, карбонатом, кварцем,<br>цеолитом.                                     | Хлорит, карбонат, кварц, цеолит.                                                                                    |
|       | Гиадобазальты                                                                                                                      | Плагноклаз размером до 1,8—2,0 мм, клинопироксен—до<br>0,6 мм, оливин—до 0,4 мм.                                                                                                                                     | Порфировая, сериально-порфировая; текстура иногда минда-<br>лекаменная. Основная масса гиалиновая, гиалопилитовая                                                                                                           | Хлорит, кварц, цеолит.                                                                                              |
| IV    | Лито-кристаллокластические туфы<br>андезито-дацитового, дацитового,<br>липарито-дацитового состава                                 | Разнообразные по составу обломки пород: базальты, андези-<br>ты, дациты, липарито-дациты и липариты, а также облом-<br>ки кислого стекла. Обломки минералов представлены пла-<br>гноклазом, кварцем, клинопироксеном | Лито-кристаллокластическая, псефитовая, псаммитовая, алев-<br>ролитовая. Обломки угловатые, слабо окатанные. Цемент<br>контактный, измененный.                                                                              | Хлорит, карбонат, кварц, гидрослю-<br>да, цеолит.                                                                   |





Петрографическая характеристика субвулканических и жерловых пород Арманинского рудного поля

Таблица 2

| Группы | Типы пород                                                                                                     | Минеральный состав                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | Текстура и структура                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | Вторичные изменения                                                                                           |
|--------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| I      | Диабазы, кварцевые диабазы, габбро-диориты.                                                                    | Плагноклаз—0,4—2,0 мм, зональный, таблитчатый № 63—54, моноклинный пироксен—0,2—1,2 мм, $+2v=54^\circ$ , $C:Ng=43^\circ$ . В кварцевых диабазах также кварц до 0,03 мм. В габбро-диоритах—роговая обманка, а в интерстициях наряду с кварцем появляется и кпш.                                                            | Массивная, иногда с матрацевидной отдельностью. Структура порфировая, диабазовая, микродиабазовая, габбровая, гипидноморфнозернистая.                                                                                                                                                                                                                     | Эпидот, хлорит, карбонат, пренит, гидрослюда, кварц.                                                          |
| II     | Андезиты, андезито-базальты, базальты.                                                                         | Плагноклаз—0,4—2,4 мм, зональный, призматический № 67—52, моноклинный пироксен—0,3—0,5 мм, $+2v=52—60^\circ$ , $C:Ng=41—45^\circ$ , ромбический пироксен—0,3—2,0 мм, $-2V=56—58^\circ$ , роговая обманка—0,3—0,5 мм; рудный минерал—магнетит. В андезито-базальтах присутствует оливин—0,3—0,8 мм (псевдоморфозы).        | Порфировая, сериально-порфировая, гломеро-порфировая, афировая. Основная масса у андезито-базальтов долеритовая, призматически-зернистая, интерсерральная, гналопилитовая. Основная масса андезитов гналопилитовая, пилотакситовая, местами микропоякилитовая.                                                                                            | Альбит, хлорит, карбонат, кварц, серицит, эпидот, лейкоксен.                                                  |
| III    | Дациты<br><br>Лавовые брекчии дацитового состава                                                               | Плагноклаз—0,6—1,5—2,0 мм, таблитчатый; ромбический пироксен—0,3—0,4 мм, рудный минерал—гематит.<br><br>Угловатые, слабо окатанные обломки представлены андезито-базальтами, андезитами, дацитами.                                                                                                                        | Порфировая. Во вкраплениях плагноклаз и пироксен. Основная масса с микропоякилитовой, микрофельзитовой структурой.<br><br>Размерность псаммитовая, псефитовая. Реже обломки достигают до 0,5—0,8 мм в поперечнике. Цементирующая масса дацитового состава с фельзитовой структурой.                                                                       | Альбит, хлорит, кварц, карбонат, серицит, адуляр.<br><br>Альбит, хлорит, кварц, карбонат, серицит, лейкоксен. |
| IV     | Липарито-дациты, липариты.<br><br>Кристаллокластические и лито-кристаллокластические туфы липаритового состава | Плагноклаз—0,3—1,4 мм, иногда зональный № 45—33; калиевый полевой шпат—1,8—2,0 мм; кварц—до 2,5 мм, роговая обманка—до 0,3—0,5 мм; биотит опацизированный—до 0,5—0,6 мм, клинопироксен—до 0,3—0,4 мм. Аксессуарный—магнетит.<br><br>Обломки плагноклаза, кварца, стекла кислого состава; реже обломки липаритов, перлитов | Порфировая. Основная масса аллотриморфнозернистая, микропоякилитовая, криптокристаллическая, фельзитовая, состоит из кварц-полевошпатового агрегата, стекла, магнетита и иголок гематита. Текстура сферондальная, перлитовая.<br><br>Размерность псаммитовая, алевро-псаммитовая, пелитовая. Связующая масса витрофировая, непловая. Текстура перлитовая. | Альбит, хлорит, кварц, карбонат, адуляр, каолин, серицит.<br><br>Кварц, серицит, адуляр, лимонит.             |
| V      | Оливиновые базальты                                                                                            | Плагноклаз в виде таблитчатых и призматических выделений размером от 0,6 до 1,4—1,8 мм; оливин—до 0,3—0,4 мм. Рудный—магнетит.                                                                                                                                                                                            | Массивная, порфировая, реже сериально-порфировая. Основная масса с долеритовой, реже диабазовой структурой, состоящей из плагноклаза, оливина, реже клинопироксена.                                                                                                                                                                                       | Хлорит, карбонат, серицит, лейкоксен.                                                                         |



Таблица 3

## Химический состав субвулканических пород Армянского рудного поля

| №<br>п.п. | К о м п о н е н т ы |         |           |           |       |       |       |       |         |        |          |                                              |          |      | Сумма  | Лаборатория    |
|-----------|---------------------|---------|-----------|-----------|-------|-------|-------|-------|---------|--------|----------|----------------------------------------------|----------|------|--------|----------------|
|           | $SiO_2$             | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $FeO$ | $MnO$ | $MgO$ | $CaO$ | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O^-$ | п.п.п.                                       | $P_2O_5$ | $S$  |        |                |
| 1         | 45,65               | 0,96    | 19,30     | 3,80      | 6,72  | 0,70  | 4,80  | 10,71 | 2,00    | 1,50   | 0,30     | 0,40                                         | 0,23     | —    | 100,57 | ИГН АН Арм.ССР |
| 2         | 48,36               | 0,83    | 20,24     | 2,48      | 7,12  | 0,17  | 4,04  | 10,08 | 3,10    | 0,69   | 1,16     | 3,50CO <sub>2</sub><br>1,83H <sub>2</sub> O+ | —        | —    | 100,10 | ИГЕМ АН СССР   |
| 3         | 50,80               | 0,99    | 14,88     | 3,21      | 8,12  | 0,18  | 5,65  | 8,68  | 4,00    | 1,00   | 0,17     | 2,23                                         | 0,13     | 0,01 | 100,05 | ИГН АН Арм.ССР |
| 4         | 53,03               | 1,50    | 16,67     | 11,56     | 1,00  | 0,24  | 1,60  | 6,58  | 3,90    | 1,50   | 0,27     | 1,90                                         | 0,01     | —    | 99,76  |                |
| 5         | 57,14               | 0,72    | 17,69     | 3,13      | 4,59  | 0,25  | 3,69  | 7,38  | 2,90    | 0,90   | 0,23     | 2,05                                         | 0,13     | —    | 100,80 |                |
| 6         | 59,00               | 1,02    | 15,77     | 2,82      | 5,60  | 0,24  | 2,46  | 6,87  | 3,70    | 0,80   | 1,27     | 0,79                                         | 0,21     | 0,01 | 100,56 |                |
| 7         | 60,80               | 0,90    | 18,50     | 6,12      | 0,79  | 0,17  | 0,10  | 7,00  | 4,00    | 1,20   | 0,30     | 0,56                                         | 0,30     | —    | 100,74 |                |
| 8         | 68,75               | 0,50    | 12,53     | 4,37      | 0,89  | 0,03  | 1,51  | 3,15  | 2,80    | 3,12   | 0,51     | 1,63                                         | 0,14     | 0,60 | 100,56 | УГ СМ Арм.ССР  |
| 9         | 68,04               | 0,82    | 15,12     | 2,14      | 1,14  | 0,04  | 1,19  | 3,01  | 3,50    | 3,50   | 0,33     | 1,86                                         | 0,11     | —    | 100,80 | ИГН АН Арм.ССР |
| 10        | 72,13               | 0,27    | 13,47     | 1,72      | 1,96  | 0,03  | 0,77  | 2,80  | 4,00    | 2,70   | 0,25     | 0,25                                         | 0,04     | 0,01 | 100,40 |                |

Опись химических анализов:

1. Оливиновый базальт (обр. № с—11); 2. Оливиновый базальт (обр. № с—24); 3. Диабаз (обр. № 23/75); 4. Кварцевый диабаз (обр. № 251/76); 5. Андезит (обр. № 48/76); Андезит (обр. № 7/75); 7. Дациит (измененный, обр. № 221/76); 8. Дацитовый порфир (обр. № 1312, Э. Н. Матевосян, 1977); 9. Липарито-дацит (обр. 38/76); 10. Липаритовый порфир (обр. № 6/75).



в поле в виде скалистых обнажений. Крупные тела андезитов размером до  $1,5 \times 3,5$  км закартированы в центральной части рудного поля—массив горы Арман, на юге, по обоим бортам р. Гергер и на северо-западе, в районе с. Арманис. Массивы имеют неоднородное строение: часто центральные зоны представлены пироксен-роговообманковыми андезитами с гналопилитовой структурой основной массы, а краевые—андезито-базальтами с вкрапленниками клинопироксена, ромбического пироксена и реже оливина. Непосредственно в эндоконтактах появляются брекчированные разности того же состава.

3. Субвулканические и жерловые образования *дацитов* слагают довольно распространенную группу. Крупные жерловины (размером от  $50 \times 150$  до  $400 \times 1000$  м), выполненные главным образом лавобрекчиями дацитового состава, закартированы в северо-западной и южной частях рудного поля вдоль зоны регионального разрывного нарушения. Лавы дацитов цементируют угловатые, слабоокатанные обломки андезито-базальтов, андезитов, дацитов размером до 70 см, чем доказывается их более молодой возраст. В пределах жерловин отмечаются секущие тела субвулканических дацитов лилового цвета, приуроченные к структурам северо-западного простирания.

4. Кислую серию субвулканических и жерловых образований завершают *кварцевые липарито-дациты и липариты*. Они представлены штокообразными телами и дайками широтного и северо-западного простирания и часто содержат большое количество обломков неизмененных андезитов, андезито-базальтов, диабазов. Жерловые тела, сложенные туфами липаритов и прорванные дайками и штоками того же состава, отмечаются в центральной и западной частях рудного поля.

5. Наиболее молодыми, возможно верхнеэоцен-олигоценowymi, субвулканическими образованиями являются *оливиновые базальты*, обнажающиеся в северо-западной части рудного поля в пределах месторождения. Это плотные массивные породы, представленные дайками и штокообразными телами размерами до  $100 \times 500$  м. Ориентированы они в широтном, реже северо-западном направлении, подчеркивая существование широтных структур, плохо выраженных на поверхности.

Как видно из вышеописанного, район Арманисского рудного поля характеризуется исключительно широким развитием верхнеэоценовых вулканических образований, представленных как в собственно вулканических, так и в субвулканических и жерловых фациях.

Первые вспышки вулканизма происходили в мелководных морских условиях с образованием туфов и лав базальтоидного состава, переслаивающихся с алевролитами. В дальнейшем, с периодом покоя вулканизма, связано формирование терригенных отложений второй пачки, содержащих обильную микрофауну верхнего эоцена.

Вторая вспышка вулканизма отличается повышенной эксплозивностью и характеризуется постепенной сменой на андезитовый состав извержений. Вулканизм характеризуется центральным типом извержений



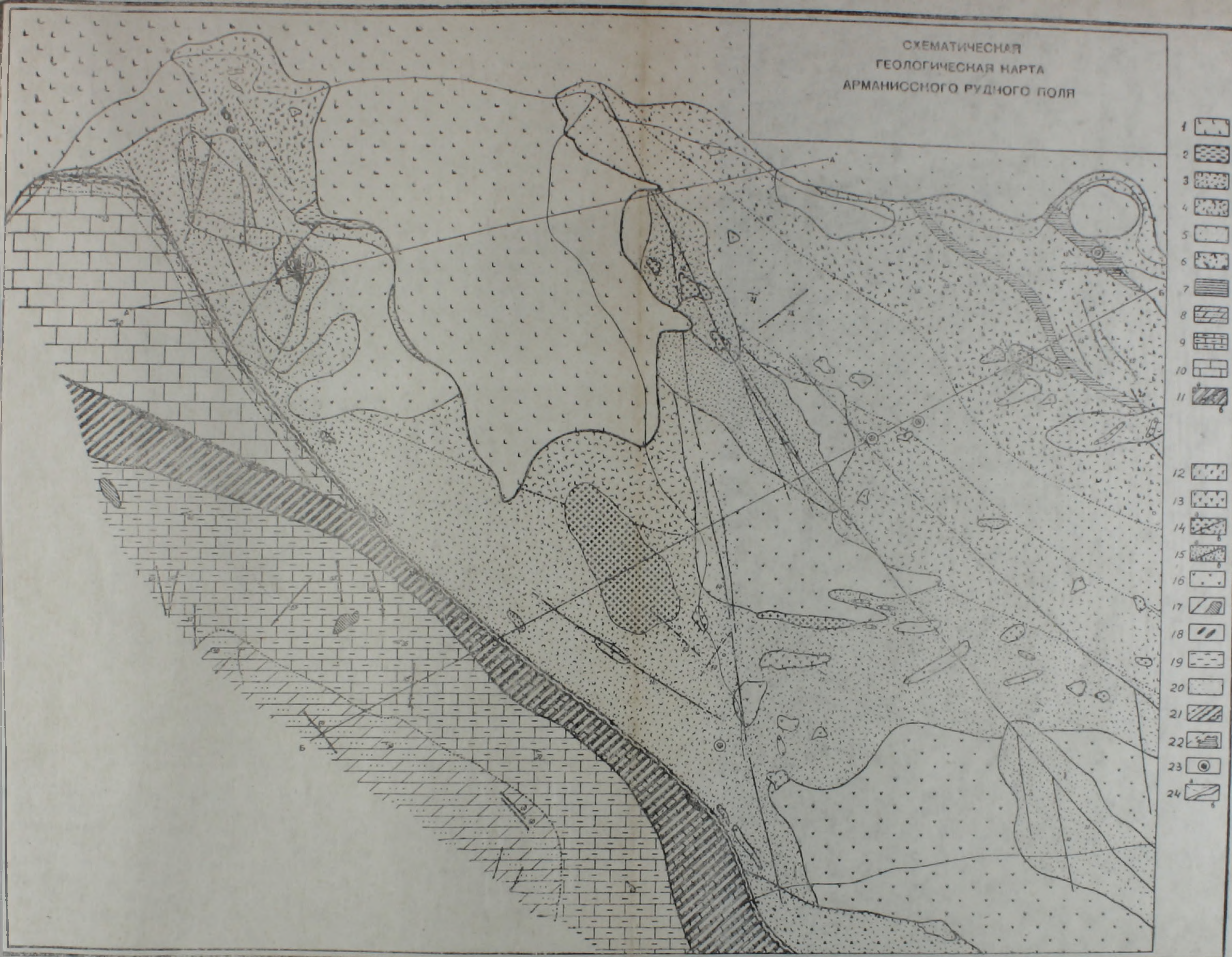


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Арманисского рудного поля. (Составил Р. С. Мовсесян по материалам личных исследований с использованием данных Арманисской ГРП, В. Т. Акопяна, С. А. Палаиджяна. 1978). Верхний плиоцен. 1. Долеритовые базальты. 2. Песчано-глинистые отложения. Верхний эоцен. 3. Туфы андезито-дацитов, дацитов, липарито-дацитов (пачка IV). 4. Туфы базальтов, андезито-базальтов, андезитов (пачка III). 5. Туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты (пачка II). 6. Оливиновые базальты, гналобазальты, их туфы и шлаки, туфы андезито-базальтов, андезитов. 7. Известковистые песчаники, алевропелиты, алевролиты (пачка I). Нижний мел. 8. Известняки с прослоями алевролитов, песчаников, туфопесчаников (чахчахская свита). 9. Известняки с прослоями глинистых известняков (спитакская свита). 10. Известняки (катнахпюрская свита). Альб?—нижний сенон. 11. Диабазы, спилиты, туфы андезито-дацитов, радиоляриты (офиолитовая ассоциация). а) слабо-

метаморфизованные, б) сильнометаморфизованные. Верхний эоцен-олигоцен. 12. Оливиновые базальты (субвулканическая фация). Верхний эоцен. 13. Роговообманковые липариты, липарито-дациты (субвулканическая фация). 14. а) Биотит-роговообманковые липариты, липарито-дациты (субвулканическая фация); б) Туфы липаритового состава (жерловая фация). 15. а) дациты (субвулканическая фация); б) лавовые брекчии дацитов (жерловая фация). 16. Андезиты, андезито-базальты, базальты (субвулканическая фация). 17. Диабазы, кварцевые диабазы, габбро-диориты (субвулканическая фация). 18. Альб?—нижний сенон. Серпентинизированные гипербазиты. 19. Метаморфизованные породы. 20. Гидротермально измененные породы. 21. Тектонические нарушения. 22. Рудные тела. 23. Места сбора фауны. 24. Контакты пород: а—согласные, б—несогласные.



и контролируется главным образом региональными нарушениями близ-широтного простирания.

Формирование наиболее молодых членов верхнеэоценового разреза, представленных туфами андезито-дацитов, дацитов и липарито-дацитов, связано, по-видимому, с деятельностью вулканов центрального типа, в период, когда вулканическая деятельность отличается возросшей эксплозивностью и тяготеет к разломам северо-западного и широтного простирания.

Палеовулканологический анализ с учетом характера распределения фаций пород среднего-кислого состава, а также использование данных бурения позволили в центральной части Арманинского рудного поля реконструировать палеовулканическую постройку центрального типа (рис. 2), приуроченную к узлу пересечения скрытых разломов близ-

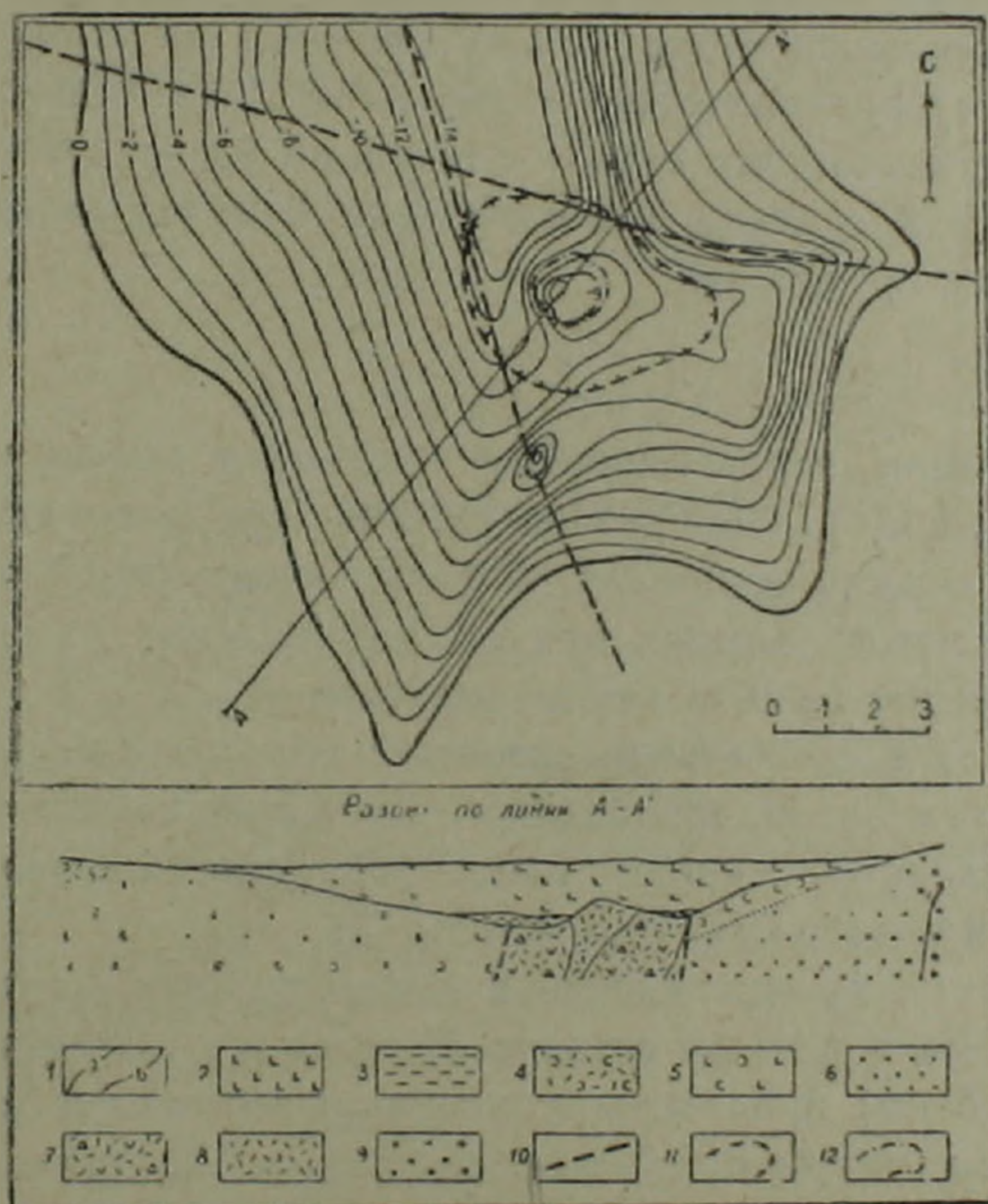


Рис. 2. Схема подлавого рельефа и геологического строения центральной части рудного поля. 1. Изогипсы. Верхний плиоцен. 2. Долеритовые базальты. 3. Песчано-глинистые отложения. Верхний эоцен. 4. Туфы андезито-дацитов, дацитов, липарито-дацитов (пачка IV). 5. Туфы базальтов, андезито-базальтов, андезитов (пачка III). 6. Туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты (пачка II). 7. Лавовые брекчии дацитового, андезито-дацитового состава (жерловая фация). 8. Дациты (субвулканическая фация). 9. Липариты (субвулканическая фация). 10. Скрытые разрывные нарушения. 11. Предполагаемые контуры жерла. 12. Предполагаемые контуры некка.

широтного и северо-западного простираний. В результате извержений данного (и, по-видимому, ряда других) вулкана в конце верхнего эоцена была сформирована толща пирокластов, представленная туфами ан-



дезито-дацитов, дацитов и липарито-дацитов (пачка IV). В дальнейшем на месте этой вулканической постройки образовалась кальдера оседания. В настоящее время здесь под верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами оконтуривается жерловина размерами примерно  $500 \times 350$  м, выполненная брекчиями и лавобрекчиями дацитового и андезито-дацитового состава и прорванная в свою очередь субвулканическим телом дацитов. Последнее внедрилось в жерловину вулкана, вероятно, в виде некка. Породы на этом участке подвергнуты интенсивной гидротермально-метасоматической переработке.

Наряду с этим в пределах рудного поля могут быть выделены небольшие эродированные вулканические постройки, приуроченные к северо-западным и широтным наблюдаемым и скрытым тектоническим нарушениям. Одним из таких наиболее интересных участков является северо-западная часть рудного поля, в пределах которой расположено Арманиское полиметаллическое месторождение. На этом участке сконцентрированы субвулканические и жерловые тела андезитов, дацитов, липаритов и базальтов, что наряду с широким развитием здесь тектонических нарушений создало исключительно благоприятную обстановку для локализации оруденения.

\* \* \*

Таким образом, верхнеэоценовый вулканизм описываемой области отличается большим разнообразием состава и форм проявления. Вулканическая деятельность протекала на фоне возрастающей жесткости территории в прибрежно-морских или континентальных условиях и характеризовалась центральным типом извержений.

Породы, слагающие верхнеэоценовый вулканический комплекс Арманиского рудного поля, принадлежат известково-щелочной ассоциации и отвечают базальт-трахиандезитовой формации, широко проявленной в пределах всей Севано-Ширакской зоны [3].

Как известно, происхождение вулканоструктур оседания для лав умеренно-кислого и кислого состава связывается с малыми глубинами (порядка 2—4,5 км) приповерхностных периферических магматических камер, где температуры плавления, по данным Ш. Арамаки, достигали  $770\text{—}780^\circ$  [1].

Для суждения о глубинах формирования наиболее легкоплавких производных описываемой нами андезито-дацит-липаритовой серии использованы нормативные составы биотит-роговообманковых липаритов и липарито-дацитов.

Давление паров воды в системе альбит-ортоклаз-кварц-вода является индикатором глубинности образования пород [4]. Рассчитанные нами данные (табл. 3) позволяют определить давление водяного пара порядка 1,0—1,5 кбар, которое при допущении, что  $P_{H_2O} = P$ , соответствует глубинам 3,5—5,0 км. Таким образом, формирование изученных вулкаников и субвулканических образований андезит-липаритовой се-



рии Арманинского рудного поля также связано с малыми глубинами приповерхностных периферических магматических камер.

В то же время последовательное внедрение субвулканических тел андезитов, дацитов и липаритов, а также внедрение наиболее молодых оливиновых базальтов указывает на относительную длительность процессов магмообразования.

К тому же последние—оливиновые базальты знаменуют новый импульс магматической активности, который происходит в условиях возрастающей жесткости территории, контролируясь близширотными разломами фундамента.

Ассоциация вкрапленников породообразующих минералов—оливи-на—основного плагиоклаза—указывает на связь данного импульса со значительными глубинами—возможно с верхними горизонтами мантии.

Не исключено, что именно данный импульс тектоно-магматической активизации вызвал поступление с глубин рудоносных растворов, что привело к образованию полиметаллического оруденения Арманинского месторождения.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 19.XII.1978.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структура Охотско-Чукотского вулканического пояса. «Наука», М., 1977.
2. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1974.
3. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С. Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. «Наука», М., 1968.
4. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. «Наука», М., 1971.
5. Саркисян О. А., Григорян С. М. Открытие морских отложений олигоцена в Севано-Ширакском синклинории (Малый Кавказ). ДАН Арм. ССР, т. XXXIX, № 4, 1964.
6. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. «Митк», Ереван, 1966.



## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553. 324

Л. П. ЯШВИЛИ, С. Г. КАРАПЕТЯН

МАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВОЙ  
ВУЛКАНОГЕННОЙ СВИТЕ ЦАХКУНЯЦКОГО ХРЕБТА

Молодая вулканогенная свита Цахкуняцкого хребта составляет его полого-волнистую водораздельную часть и гребни отходящих от него отрогов. Она стратиграфически несогласно налегает на породы разных возрастов — от докембрийских метаморфических сланцев и мезозойских гранитов до верхнемеловых известняков, галечников и туфогенных образований.

Вышеуказанная вулканогенная свита С. Г. Карапетяном и Э. Х. Харазяном детально расчленена на четыре подсвиты: 1) нижние липариты (нижний плиоцен); 2) вулканогенно-обломочные образования среднего состава (нижний-средний плиоцен); 3) верхние липариты, обсидианы, перлиты и пемзы (средний плиоцен); 4) андезито-дациты, андезито-базальты, липарито-дациты (верхи среднего плиоцена).

Марганцевые прослои приурочены к начальной стадии формирования третьей подсвиты, продукты которой представлены пирокластическими образованиями липаритового состава. Пирокласты в настоящее время имеют ограниченное распространение и обычно приурочены к центрам извержений. От полного размыва они уцелели лишь в небольших «карманах» рельефа. Часть изверженного материала отлагалась в существовавших в то время небольших лагунах и озерах, а также в заливе Верхнеразданского озера. Вулканогенный материал, чередуясь с глинисто-песчанистыми осадками, образовал местами мощные вулканогенно-осадочные отложения.

Наиболее характерные разрезы этих пород обнажаются на южных склонах Качалсарского и Макраванского отрогов, однако, описываемые марганцевые прослои нами встречены только в конечной—восточной части Качалсарского отрога, в окрестностях с. Джрарат. Здесь разрез упомянутых образований представлен ритмичным чередованием липаритовых пеплов, глинисто-песчанистых отложений и темных прослоев—гидроокислов марганца (рис. 1). Мощность пепловых прослоев и гидроокислов марганца варьирует в широких пределах: от нескольких до 30—40 см и более. Пепловые прослои часто включают разнокалиберные обломки пемзы, реже липарита.

В данном разрезе, представляющем небольшой фрагмент вулканогенно-осадочных образований, мощностью более 30 м, прослежено около 10 прослоев, сложенных гидроокисными и окисными соединениями марганца. Последние представлены плотными и сыпучими разностями, пе-



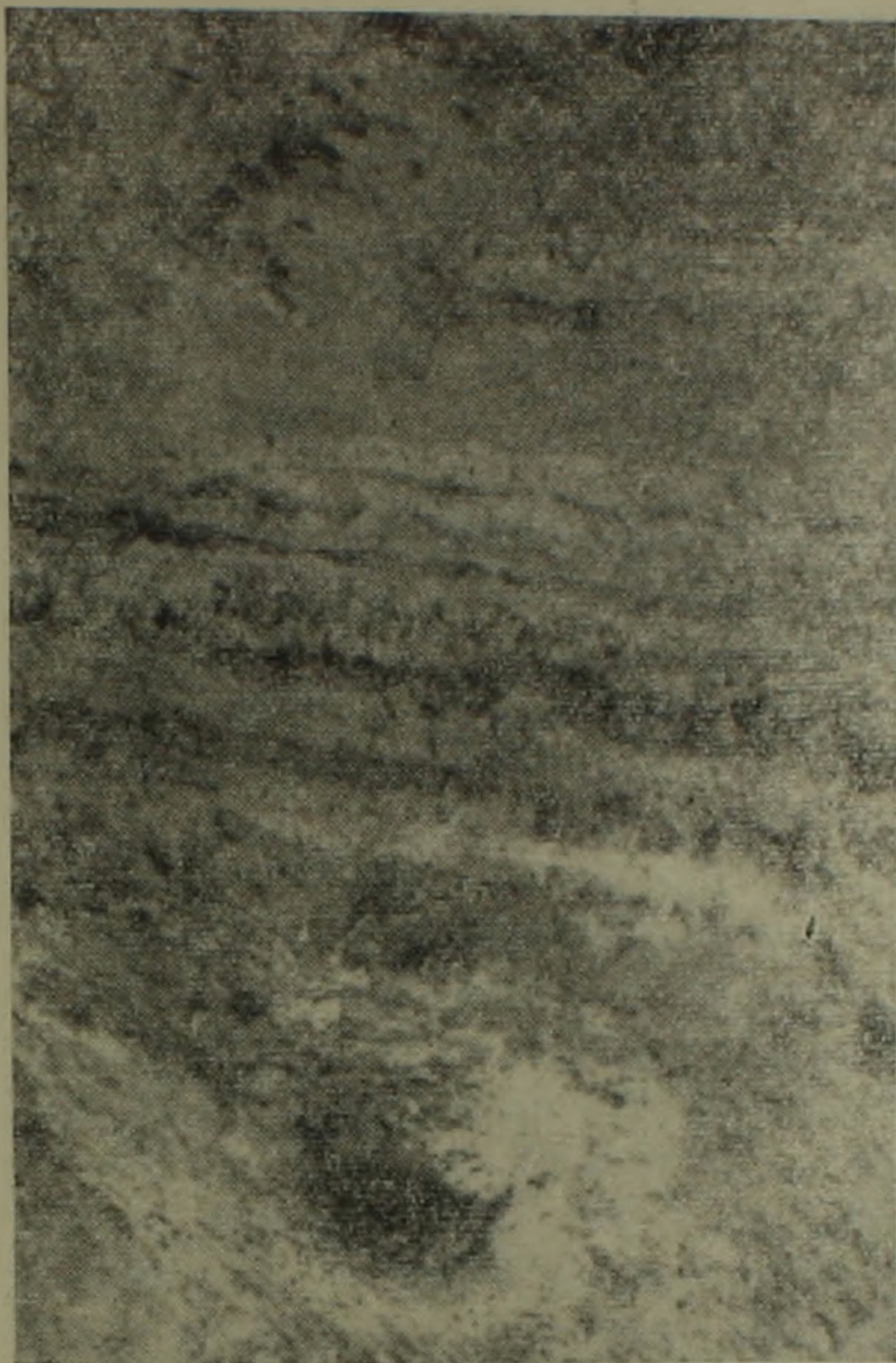


Рис. 1. Ритмичное чередование липаритового пепла, глинисто-песчаных и марганцевых образований (темное) в разрезе Качалсарского отрога у с. Джарат.

ресланвающимися светлыми пеплами. Плотные разности в нижней части образуют псевдодендритовые текстуры, обращенные вниз по разрезу. Образовались они в результате просачивания марганецсодержащих растворов в поры подстилающих пеплов (рис. 2).

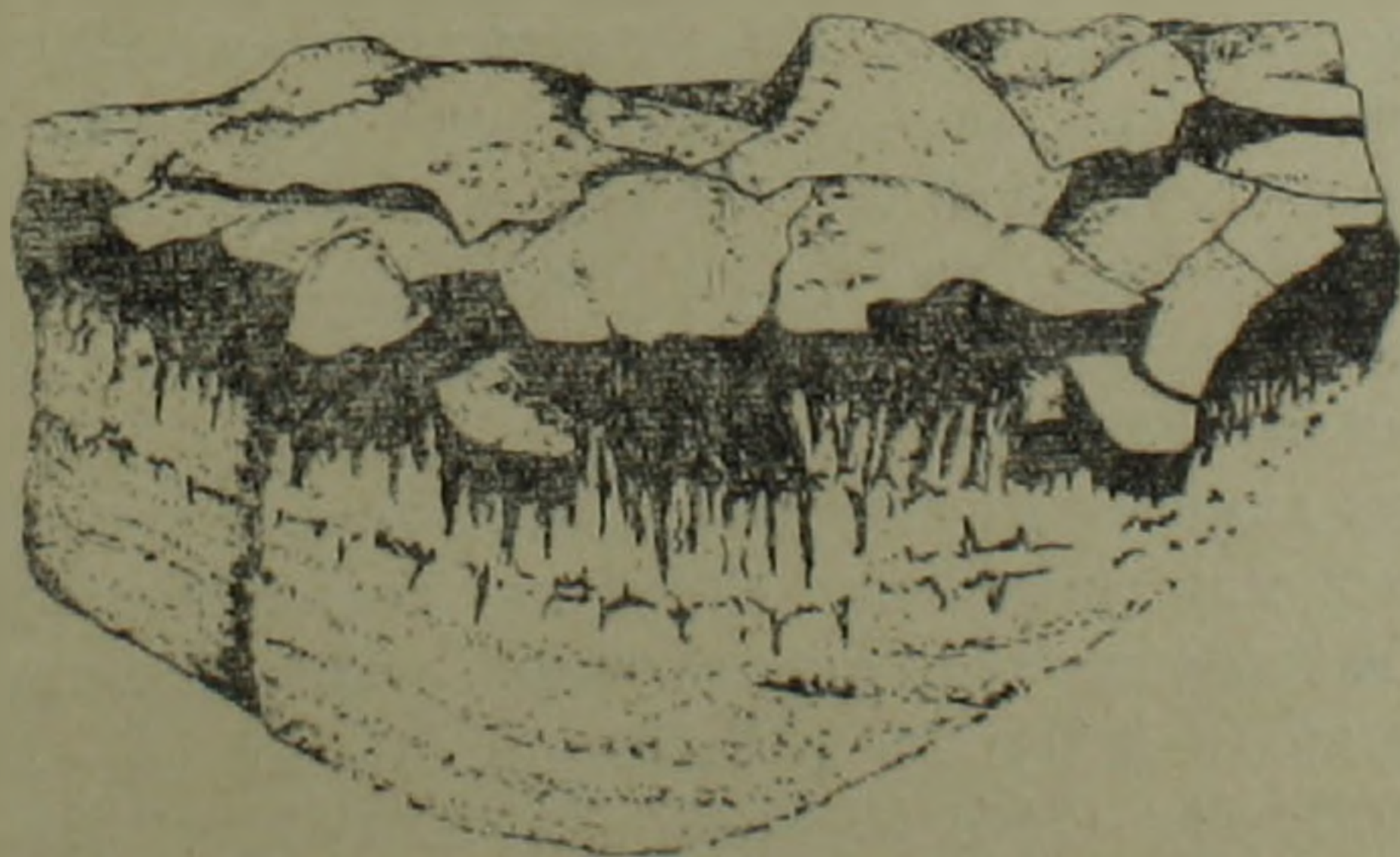


Рис. 2. Псевдодендритовые текстуры гидроокислов марганца среди липаритовых пеплов. Зарисовка с образца. Натуральная величина.



Марганцевистые прослои представляют собой легкий тонкопористый агрегат темно-бурого до черного цвета, черта бурая, блеск матовый, твердость низкая, местами средняя; излом, на относительно плотных участках—раковистый.

Плотные разности марганцевистых прослоев состоят преимущественно из аморфных гидроокислов марганца. Электронографические исследования дали возможность обнаружить в них единственную слабую линию с  $\frac{d}{n} = 4,15$ , соответствующую гроутиту (анализ выполнен в электронографической лаборатории ИГН АН Арм. ССР, Р. Г. Мхитаряном). Наличие гроутита свидетельствует о недостатке кислорода в процессе образования вышеуказанных прослоев.

Среди сыпучих марганцевистых прослоев, помимо аморфных гидроокислов марганца, обнаружены единичные кристаллы неизвестного марганцевого минерала черного цвета со смоляным блеском, средней твердости. Размер зерен 0,6—1,2 мм в поперечнике.

Здесь же обнаружено небольшое количество скрытокристаллического минерала темно-серого цвета, который по рентгеноструктурному определению отвечает высокодисперсному гаусманиту (анализ выполнялся в рентгеноструктурной лаборатории ВИМС-а). Как известно, гаусманит образуется из всех высших и низших окислов марганца и их гидратов путем нагревания их до температуры 203—235°C [2, 3]. В природе подобный пример встречен на Чиатурском месторождении марганца, где гаусманит находится в ассоциации с тефроитом, браунитом и гранатами в зоне контактового воздействия даек базальта на осадочные манганит-криптомелан-пиролюзитовые руды.

По данным Е. Я. Роде [1], гаусманит может образоваться также при восстановлении соединений марганца окисью углерода при температуре в интервале 70—105°C.

Ввиду того, что на описываемом участке образование ритмично чередующихся марганцевых, пепловых и глинисто-песчанистых отложений происходило в водном бассейне, где температура не могла достигать высоких пределов, возможность образования гаусманита путем термального воздействия взрывного материала на осажденные гидроокислы марганца отпадает. По всей вероятности, в бассейн, кроме рудного и взрывного материала, поступал углекислый газ, который при температуре в пределах 70—105°C частично восстанавливал уже осажденные соединения марганца до гаусманита.

По данным химических анализов, содержание металлического марганца в черных марганцевистых прослоях составляет 18,3%. Состав прослоев, по данным приближенно-количественного спектрального анализа, следующий (в % %):  $Mn \gg 10$ ;  $Si—10$ ;  $Al—7,5$ ;  $K—2,4$ ;  $Ba, Na—1,0$ ;  $Ca, Fe—0,75$ ;  $Mg—0,56$ ;  $Ni—0,32$ ;  $V—0,24$ ;  $Ti$  и  $Zn—0,056$ ;  $Sr—0,042$ ;  $Co—0,032$ ;  $Cu—0,018$ ;  $Li$  и  $Mo—0,01$ ;  $I—0,0075$ ;  $Zr—0,001$ ;  $Be—0,00018$  (анализы выполнялись в лабораториях ИГН АН Арм. ССР). Необходимо отметить, что в указанных марганцевых прослоях наблю-



дается повышенное содержание микроэлементов, характерных как для марганцевых руд вообще, так и для руд Армянской ССР, в частности: *K, Ba, Na, Ca, Fe, Ni, V, Ti, Co*.

В заключение можно отметить, что скопления гидроокислов марганца в окрестностях с. Джрарат связаны с деятельностью поствулканических растворов среднеплиоценового кислого вулканизма, носившего пульсационный характер (ритмичное переслаивание вулканогенных образований и гидроокислов марганца). Осадконакопление частично происходило в небольшом водоеме в восстановительной среде.

Обнаружение прослоев гидроокислов марганца среди молодых вулканогенных образований кислого состава еще раз свидетельствует о том, что накопление вулканогенно-осадочных марганцевых отложений на территории Армянской ССР происходило не только в меловое и эоценовое, но и в более позднее—плиоценовое время.

Институт геологических  
наук АН Армянской ССР

Поступила 8.IV.1978.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Роде Е. Я.* Кислородные соединения марганца. Изд-во АН СССР, М., 1952.
2. *Gmelin-Kraut.* Handbuch der anorganische Chemie, 7. Aufl., B. III, Abt. 2. Heidelberg, 1908.
3. *Mellor J.* A comprehensive treatise on inorganic and theoretical Chemistry. v. 12 139. Longmans, Green New York, 1939.



А. А. ТАМРАЗЯН

ОСОБЕННОСТИ ОПРОБОВАНИЯ РУД ЖИЛЬНОГО ТИПА  
РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

При реализации рентгенорадиометрического метода для опробования руд в условиях их естественного залегания следует учитывать структурно-текстурные особенности оруденения, и так как в Армении много рудных месторождений жильного типа, то имеет определенный интерес изучение характера и особенностей вторичных рентгеновских излучений, получаемых над жилообразными оруденениями.

В настоящее время при рентгенорадиометрическом опробовании стенок горных выработок, в зависимости от типа оруденения, наблюдения производятся шагом  $5 \div 10$  см. Для построения градуированных графиков берется среднее значение измеряемого параметра интервала (интенсивность вторичных излучений, величины спектрального отношения и т. д.) и определяется среднее процентное содержание определяемого элемента.

В процессе исследований по указанной методике возникает некоторая ошибка, причины которой можно показать на следующем примере.

Обозначим через  $A$  длину определяемого интервала, а шаг наблюдения —  $d$ . Допустим, что концентрация определяемого элемента в рудной жиле мощностью  $h$  равна  $P$ , а окружающая среда не рудная. При этом средняя концентрация определяемого элемента для интервала  $A$  будет:

$$P_{\text{ср.}}^A = \frac{p \cdot h}{A}.$$

Между мощностью  $h$  и шагом наблюдений  $d$  возможны следующие соотношения:  $h = n \cdot d$  и  $h = n \cdot d \pm \Delta d$ , где  $n$  — целое число, показывающее количество измерений в рудной жиле.

В первом случае, когда  $h = n \cdot d$ , величина средней концентрации определяемого элемента для интервала  $A$  будет  $P_{\text{ср.}}^A = \frac{p \cdot n \cdot d}{A}$ , а при  $h = n \cdot d \pm \Delta d$  она определяется следующим образом:

$$P_{\text{ср.}}^A = \frac{p(n d \pm \Delta d)}{A} = \frac{p \cdot n \cdot d}{A} \pm \frac{p \cdot \Delta d}{A}. \quad (1)$$

Величина  $\frac{p \cdot \Delta d}{A}$  в выражении (1) является погрешностью опробо-



вания, обусловленной несовпадением интервала опробования с границами рудного подсечения.

Для увеличения точности опробования, как видно из выражения (1), необходимо увеличить количество измерений в интервале, то есть уменьшить шаг, а в лучшем случае наблюдения вести непрерывно, что не всегда удастся по техническим причинам.

Из вышесказанного следует, что для увеличения точности опробования необходимо измерения над жилами производить отдельно.

При этом необходимо учитывать такие важные факторы, влияющие на точность опробования, как изменение вещественного состава вмещающей среды, мощность жил, а также изменение содержания определяемого элемента в ней.

В связи с этим в лабораторных условиях нами были исследованы модели слоистых сред. Модели рудных пластов различной мощности были изготовлены из медных пластинок, а вмещающая среда—из железа и алюминия. Измерения проводились с источником  $Cd^{109}$  в геометрии прямой видимости на аппаратуре БРА-6. Энергетическое разрешение пропорционального ксенонового счетчика  $CU-6P$ , использованного в качестве детектора, составляло 13% по линии 17.5 кэв.

При передвижении датчика (зонда) в случае, когда источник находится позади детектора, аномалия, в зависимости от содержания определяемого элемента, появляется на более отдаленном от пласта участке и увеличивается медленнее, чем в обратном случае. Получаемая таким способом аномалия имеет асимметричную форму, позволяющую, при измерениях с обратным ходом, находить центр пласта, который соответствует точке пересечения аномалий в области максимумов (рис. 1).

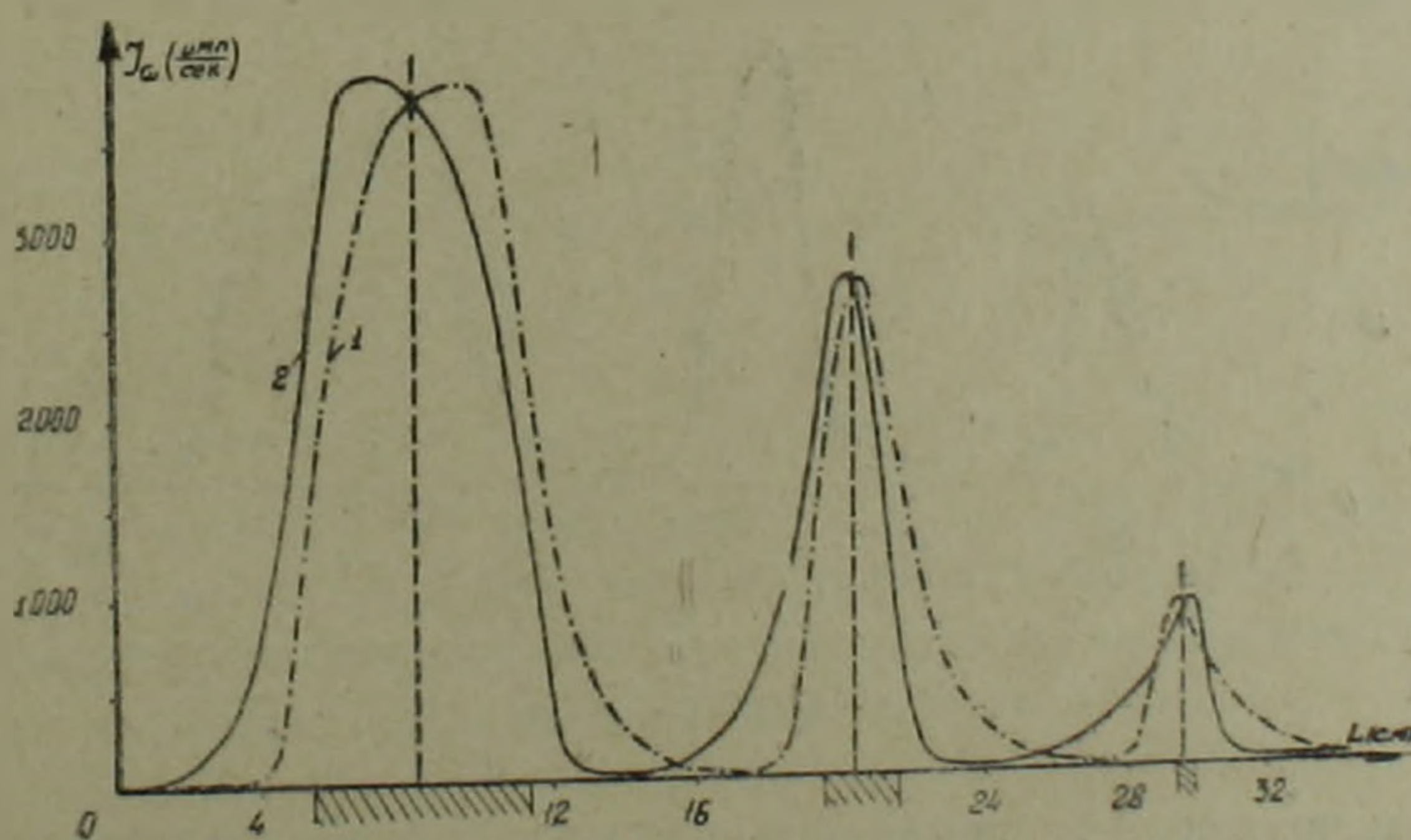


Рис. 1. Выделение медных пластов с измерением интенсивности излучения при прямом (1) и обратном (2) ходе движения датчика.

Следовательно, при проведении опробования по стенкам горных выработок или каротажа скважин, когда руды представлены жилами, целесообразно датчик (зонд) передвигать так, чтобы источник находился



сзади. В этом случае появление аномалий происходит раньше, что позволяет с целью детального изучения аномального объекта уменьшить шаг измерения по стенкам или скорость каротажа по скважине.

Экспериментально был исследован также характер влияния изменения наполнителя на интенсивность характеристического излучения определяемого элемента.

С этой целью в моделях слоистых сред в качестве определяемых элементов использовались медные пластинки и молибденовый ангидрид ( $\text{MoO}_3$ ), а наполнителя—алюминий ( $Z=13$ ) и железо ( $Z=26$ ). Мощности пластов изменялись в пределах от 1 до 5 см.

Результаты измерений на медь и молибден представлены на рис. 2. Как видно из рисунка, на пластах с мощностью  $h < l$  интенсивности ано-

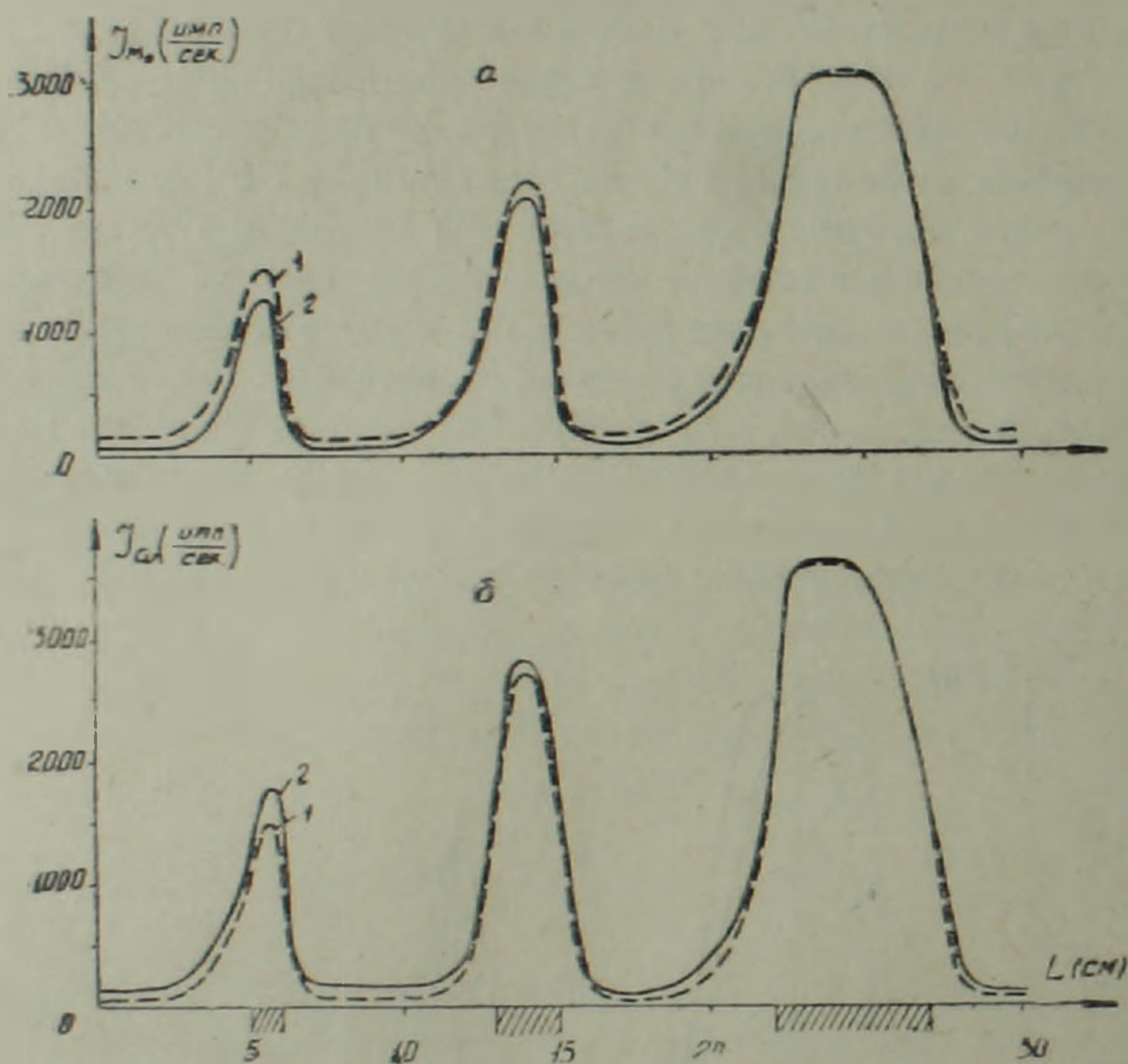


Рис. 2. Гистограммы на молибден (а) и медь (б), полученные на слоистых средах с наполнителем из алюминия (1) и железа (2).

малий меняют свои значения при использовании различных наполнителей. Величина  $l$ —линейный размер площади на поверхности исследуемой среды, с которой детектор воспринимает вторичные излучения и фактически является эффективной длиной зонда.

Величина интенсивности вторичного излучения над медью с наполнителем из железа на пластах с  $h < l$  получается больше, чем при алюминии, а на молибдене—наоборот.



Известно, что интенсивность аномалий уменьшается по мере возрастания атомного номера наполнителя. При выделении медных прожилков получается обратная картина, что объясняется тем, что из-за невысокого разрешения детектора часть характеристического излучения железа попадает в канал меди. Это подтверждается еще тем, что при использовании железа в качестве наполнителя фоновое значение также увеличивается.

Когда мощность пласта  $h$  становится больше, чем длина зонда  $l$ , на величину интенсивности аномалии и для меди, и для молибдена изменение атомного номера наполнителя практически не влияет (см. рис. 2).

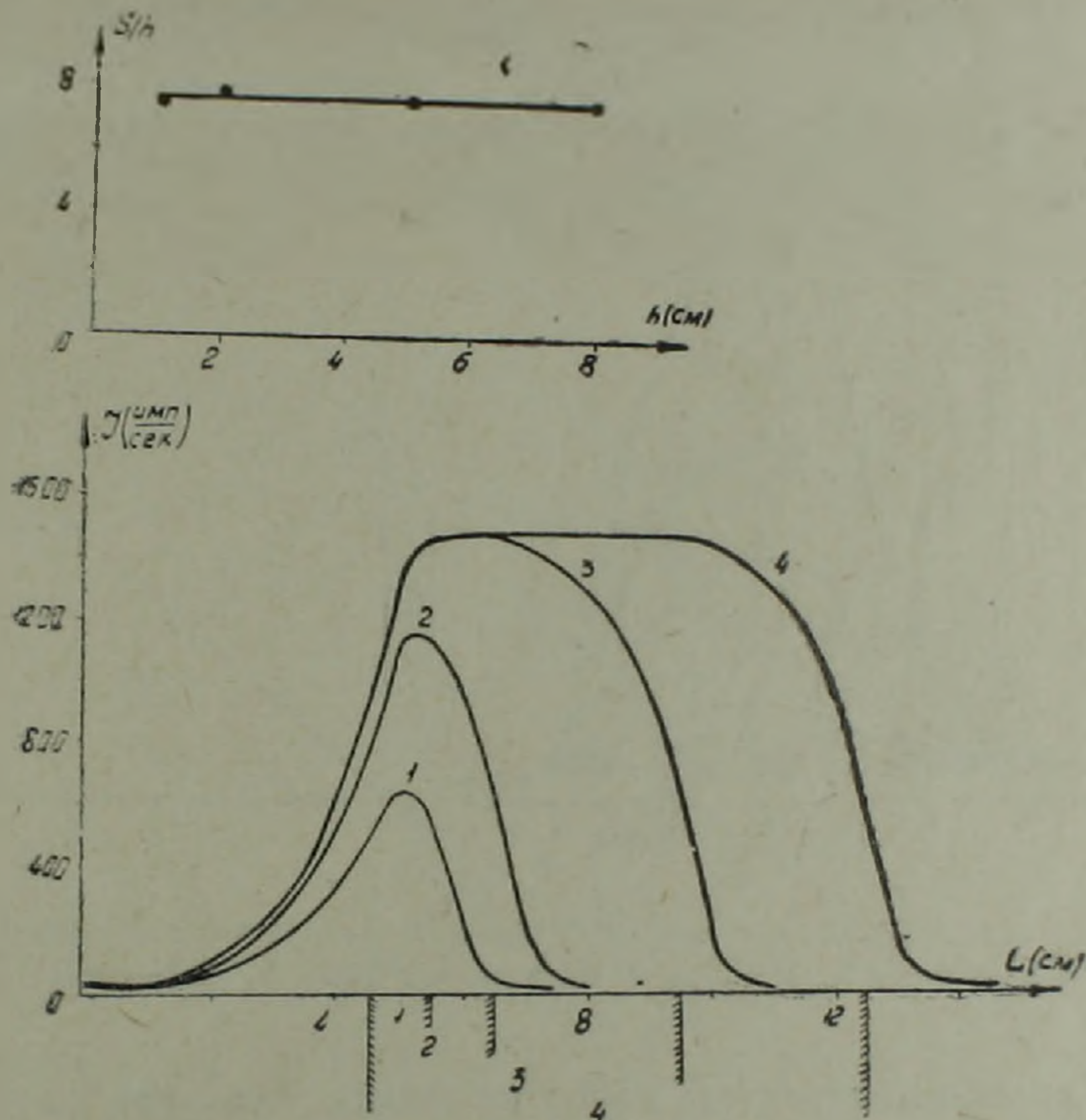


Рис. 3. Зависимость площади аномалии от мощности рудных зон.

Таким образом, для уменьшения влияния изменения наполнителя при исследованиях слоистых сред необходимо, чтобы длина зонда  $l$  имела минимальную величину.

При исследовании характера изменения интенсивности аномалий  $J_x$  в зависимости от различных мощностей пласта было выявлено, что при увеличении мощности пласта максимальное значение аномалии возрастает до тех пор, пока  $h \leq l$ . В случае, когда  $h > l$ , увеличивается лишь площадь аномалии и максимальное значение  $J_x$  не зависит от мощности пласта (рис. 3).

Границы и мощность пласта при  $h < l$  могут быть определены с достаточной для практики точностью по точкам аномалии, соответствующим половине максимальных значений  $J_x$  [2].



Таким образом, чем меньше  $l$ , тем точнее определяются границы и мощность одиночных пластов. Практически удобнее и методически правильнее выделять на диаграммах опробования и каротажа не одиночные маломощные прожилки, а рудные контуры и зоны, мощность которых во много раз превышает размеры зонда  $l$ . В этом случае ошибки в определении параметров рудных тел будут сведены к минимуму [1].

Экспериментальными исследованиями было выявлено также, что площадь аномалии  $S$  с увеличением мощности пласта  $h$  увеличивается, а отношение  $\frac{S}{h}$  при постоянном содержании определяемого элемента в пласте не изменяется и зависит только от содержания определяемого элемента (рис. 3,4).

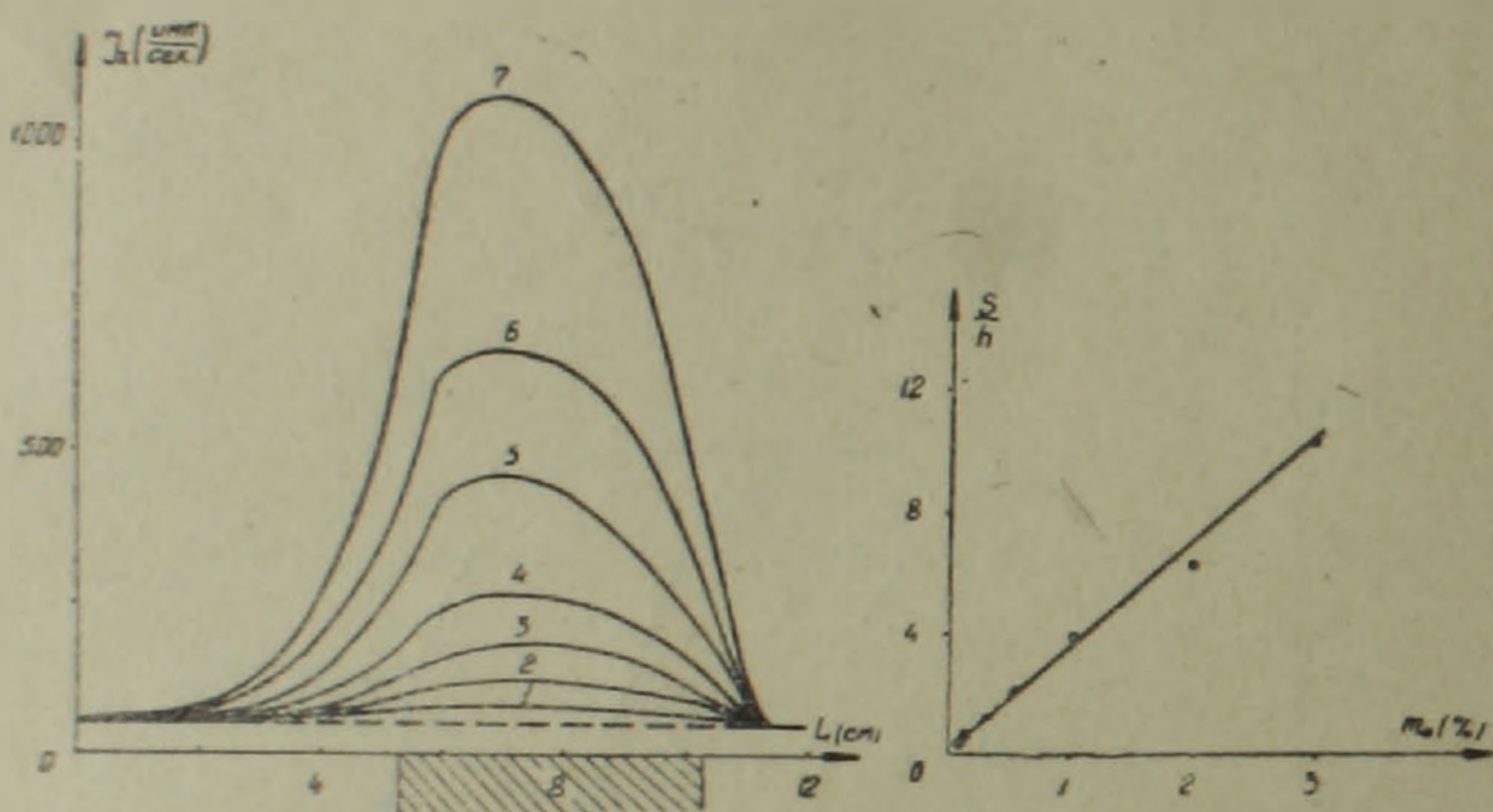


Рис. 4. Зависимость площади аномалии от процентного содержания молибдена: 1—0,05%; 2—0,1%; 3—0,3%; 4—0,5%; 5—1,0%; 6—2,0%; 7—3,0%.

Для выяснения характера этой зависимости проводились измерения над пластом мощностью 5 см ( $h > l$ ), в котором содержание молибдена изменялось в интервале от 0,05 до 3,0%.

Как видно из рис. 4, увеличение содержания молибдена приводит к возрастанию мощности аномалии  $H$  по ширине. Мощность аномалии  $H$  определяется по ее крайним точкам справа и слева от пласта, в которых величина измеряемого параметра  $I_x$  превышает фоновое значение.

Значение параметра  $\frac{S}{h}$  находится в функциональной зависимости от содержания определяемого элемента ( $\frac{S}{h} = f(q)$ ) и, как видно из рис. 4, она линейна до 3% молибдена.

Итак, при опробовании руд жильного типа рентгенометрическим методом с точностью, необходимой для практики, можно опре-



делять необходимые параметры рудных жил (мощность, центр) и содержание определяемого элемента в ней.

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии Академии наук Арм. ССР

Поступила 14.IV.1978.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Леман Е. П., Орлов В. Н., Медведев Ю. С. Особенности анализа гетерогенных сред по вторичным излучениям в геометрии прямой видимости. Методы разведочной геофизики, вып. 25, 1975.
2. Леман Е. П., Орлов В. Н., Квятковский В. В., Скирта Г. В., Артамонов С. В., Медведев Ю. С. Рентгенорадиометрическое опробование горных выработок на месторождениях свинцово-цинковых и медно-колчеданных руд. Методы разведочной геофизики. Ядерная геофизика в рудной геологии. Л., 1977.



УДК 550.38

Л. А. АХВЕРДЯН

## РАСЧЕТ АНОМАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ШАРА ПОД ДАВЛЕНИЕМ

Для расчета магнитоупругого эффекта целесообразно представить поле косо намагниченного шара с магнитным моментом  $M$  суперпозицией магнитных полей вертикально намагниченного шара с  $M_1 = M \cos \theta$ , и горизонтально намагниченного — с моментом  $M_2 = M \sin \theta$ . Поскольку компоненты поля вертикально намагниченного шара описываются формулами [1]:

$$H_{a_1} = - \frac{3 M_1 R x}{(R^2 + x^2)^{5/2}}; \quad Z_{a_1} = - \frac{M_1 (2 R^2 - x^2)}{(R^2 + x^2)^{5/2}},$$

а компоненты горизонтально намагниченного шара

$$H_{a_2} = - \frac{M_2 (2 x^2 - R^2)}{(R^2 + x^2)^{5/2}}; \quad Z_{a_2} = - \frac{3 M_2 R x}{(R^2 + x^2)^{5/2}},$$

то составляющие косо намагниченного шара будут

$$H_a = - \frac{3 M R x \cos \theta}{(R^2 + x^2)^{5/2}} - \frac{M (2 x^2 - R^2) \sin \theta}{(R^2 + x^2)^{5/2}};$$

$$Z_a = \frac{M (2 R^2 - x^2) \cos \theta}{(R^2 + x^2)^{5/2}} - \frac{3 M R x \sin \theta}{(R^2 + x^2)^{5/2}},$$

где  $x$  — расстояние вдоль поверхности;  $R$  — глубина залегания.

Под действием одноосного давления  $\Delta P$  вдоль горизонтали соответствующие изменения намагниченности составляют

$$\Delta J_1 = J_1 \alpha \Delta p,$$

$$\Delta J_2 = - J_2 \beta \Delta p,$$

где  $J_1$  — вертикальная намагниченность шара,  $J_2$  — горизонтальная намагниченность шара,  $\alpha = 4 \cdot 10^{-7}$  см/кг — коэффициент изменения намагниченности в направлении, параллельном действующим напряжениям при изменении давления на 1 кг/см<sup>2</sup>,  $\beta = 2 \cdot 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/кг — коэффициент изменения намагниченности в направлении, перпендикулярном к направлению действующих напряжений, при изменении давления на 1 кг/см<sup>2</sup> [2].

Изменения аномальных значений компонент магнитного поля при магнитоупругом эффекте получим в виде:



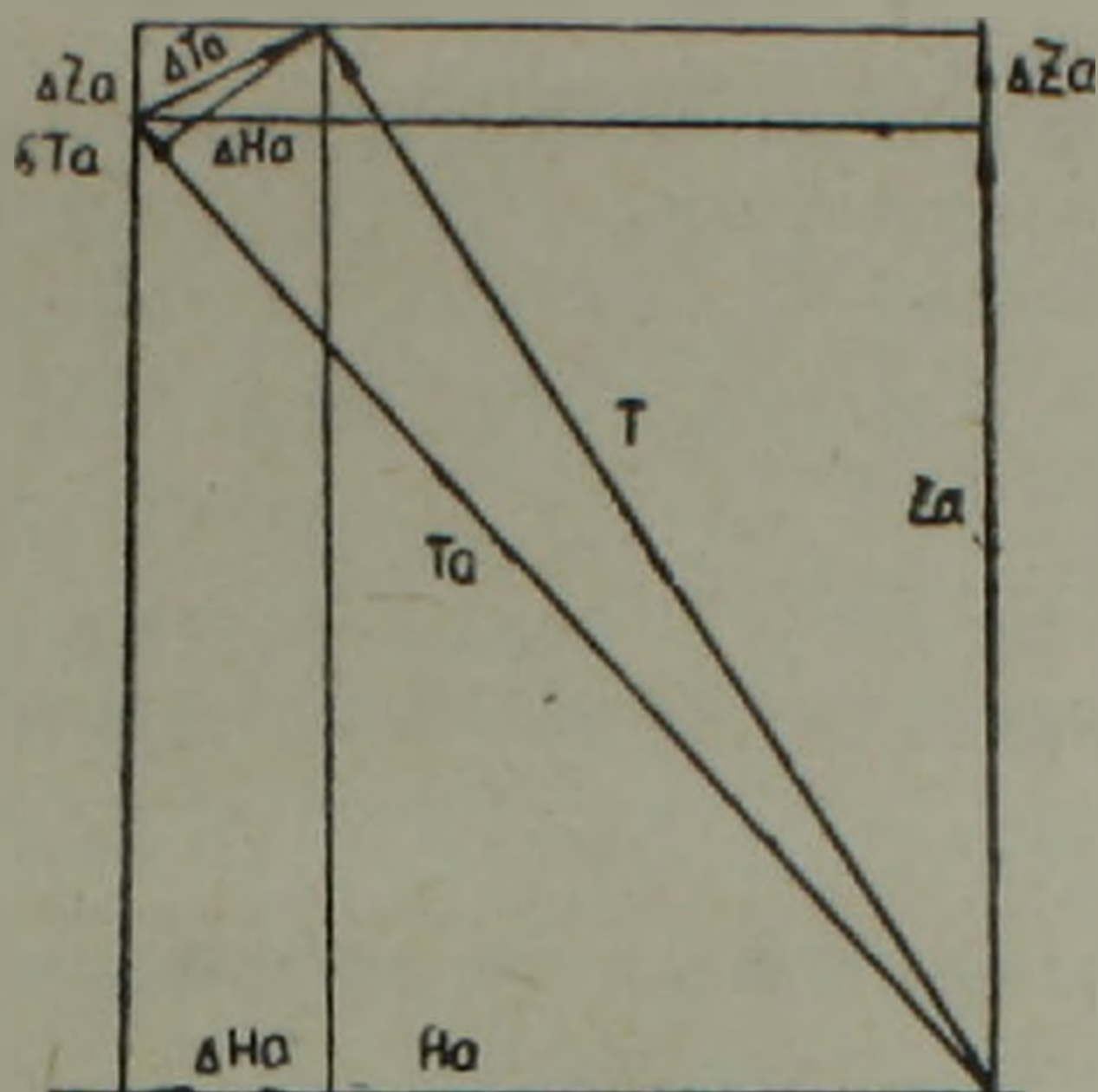


Рис. 1. Соотношение модуля приращения ( $T_a$ ) и приращение ( $T_a$ ) модулей ( $T$ ) и ( $T_a$ ).

$$\Delta H_a = \frac{3MRx \cos \theta}{(R^2 + x^2)^{5/2}} \alpha \Delta p - \frac{M(2x^2 - R^2) \sin \theta}{(R^2 + x^2)^{5/2}} \beta \Delta p,$$

$$\Delta Z_a = \frac{M(2R^2 - x^2) \cos \theta}{(R^2 + x^2)^{5/2}} \alpha \Delta p - \frac{3MRx \sin \theta}{(R^2 + x^2)^{5/2}} \beta \Delta p.$$

Нетрудно заметить, что для вертикальной или горизонтальной намагниченности максимум приращения  $\Delta H_a$  и  $\Delta Z_a$  совпадает с максимумами  $H_a$  и  $Z_a$ . При косо́й намагниченности картина существенно изменяется, так как наблюдается заметный сдвиг соответствующих максимумов (рис 2, 3).

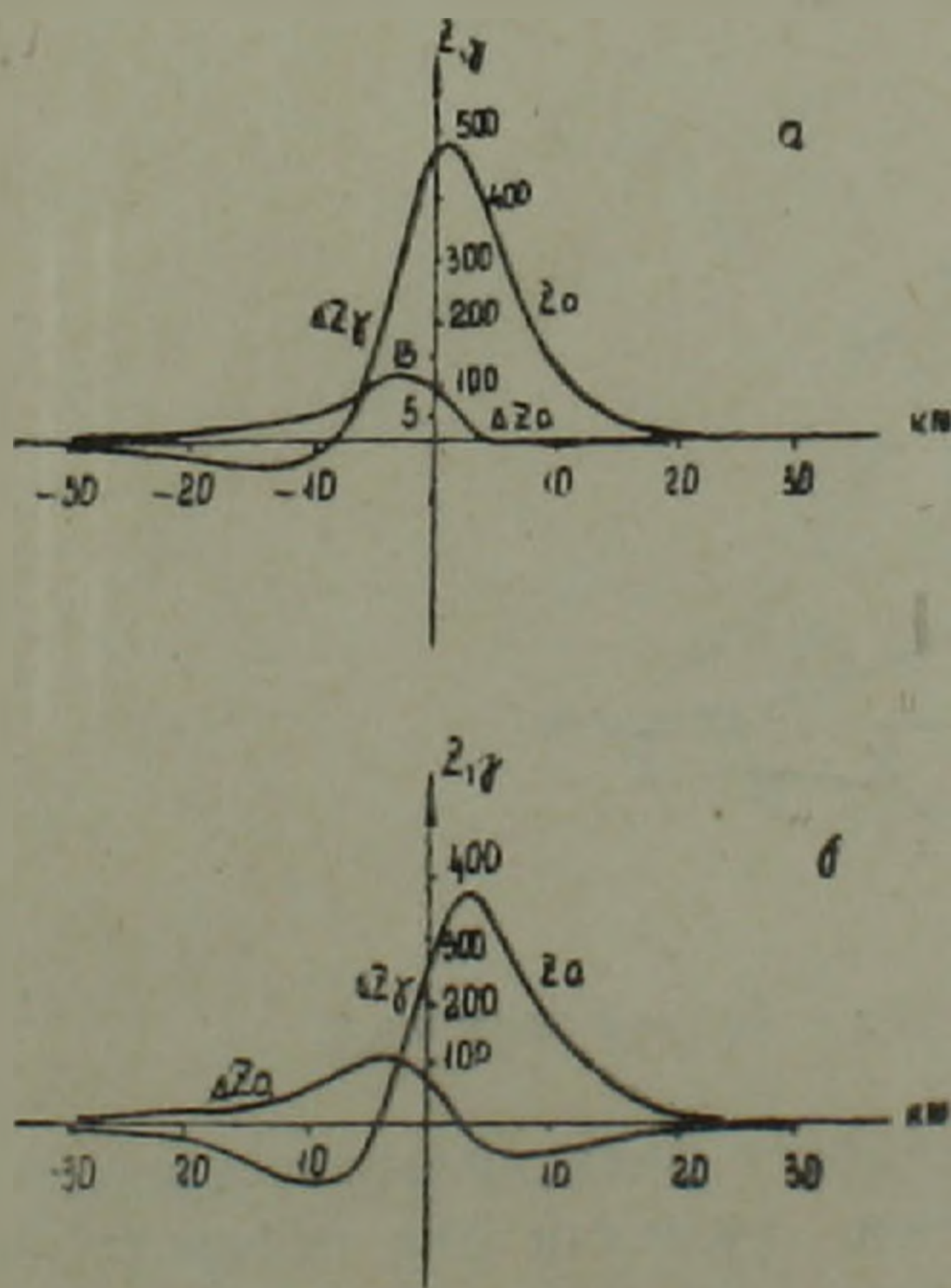


Рис. 2.

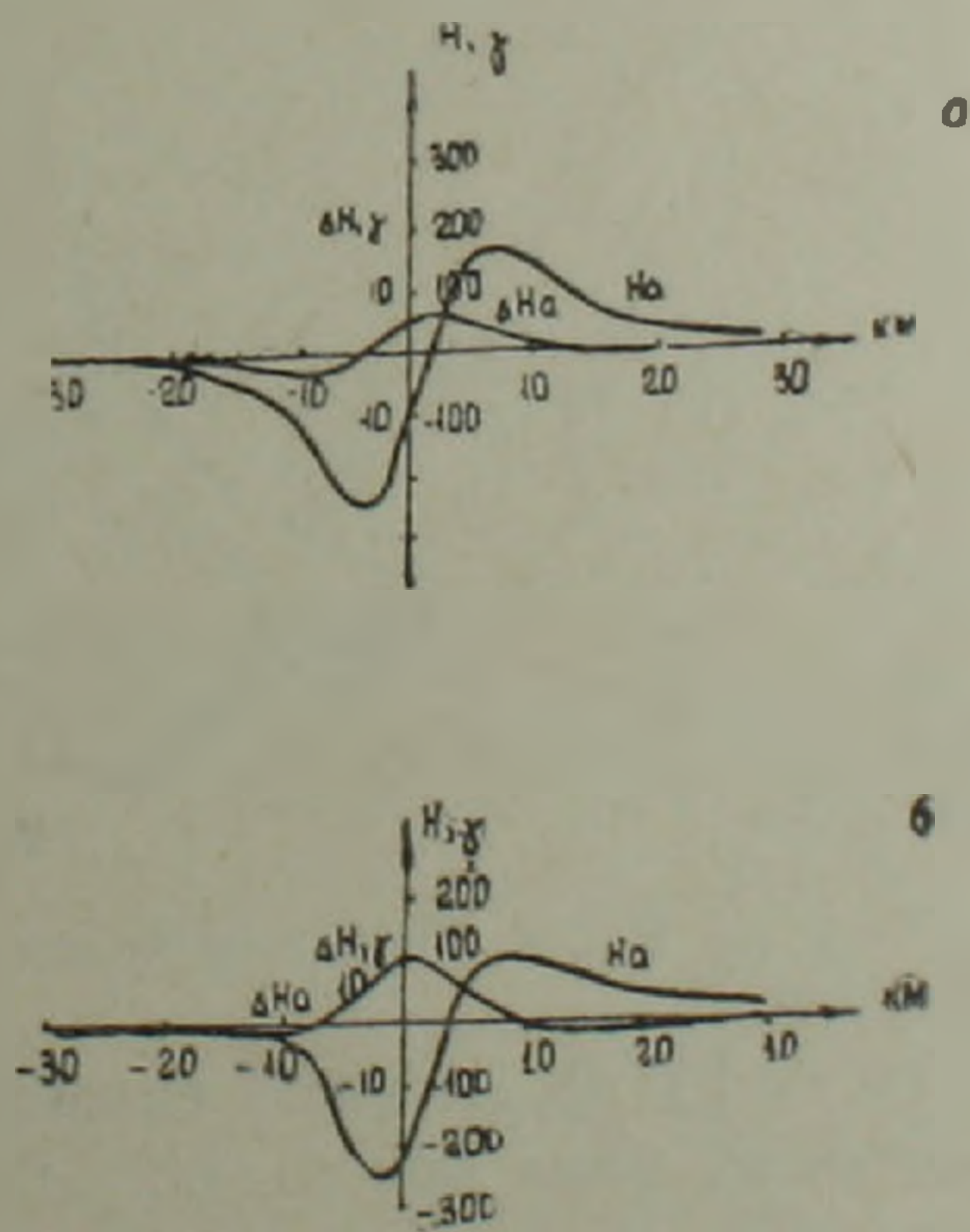


Рис. 3.

Рис. 2. Значения  $Z_a$  и  $\Delta Z_a$  полей шара при угле намагничивания: а)  $\theta = 30^\circ$ , б)  $\theta = 60^\circ$ .  
Рис. 3. Значения  $H_a$  и  $\Delta H_a$  полей шара при угле намагничивания: а)  $\theta = 30^\circ$ , б)  $\theta = 60^\circ$ .



В области максимальных значений  $Ha$  и  $Za$  возможны не только положительные, но и отрицательные приращения, поэтому не исключена возможность существования в этой же области зон, вообще не чувствительных к проявлению магнитоупругого эффекта.

Рассмотрим поведение модуля вектора напряженности магнитного поля, принятой нами модели.

Пусть  $|Ia| = \sqrt{Ha^2 + Za^2}$  — модуль вектора поля без давления. При давлении  $\Delta P$  модуль напряженности принимает значение (рис. 1):

$$|Ta| = \sqrt{(Ha + \Delta Ha)^2 + (Za + \Delta Za)^2},$$

где  $\Delta Ha$  и  $\Delta Za$ , вызванные давлением приращения горизонтальной и вертикальной компонент соответственно. При обработке результатов наблюдений протонными магнитометрами можно получить только алгебраическую разность модуля:

$$\delta Ta = |T| - |Ia|.$$

С другой стороны, при наблюдении компонент поля (например, кварцевыми магнитометрами) можно получить модуль приращения полного вектора.

Легко видеть, что абсолютное значение  $|\delta Ta| \leq |\Delta Ta|$ . Равенство между этими величинами имеет место только при коллинеарности векторов  $T$  и  $Ia$ . В общем случае их направление различно, поэтому измеряемая протонными магнитометрами разность  $Ta$  по величине не сов-

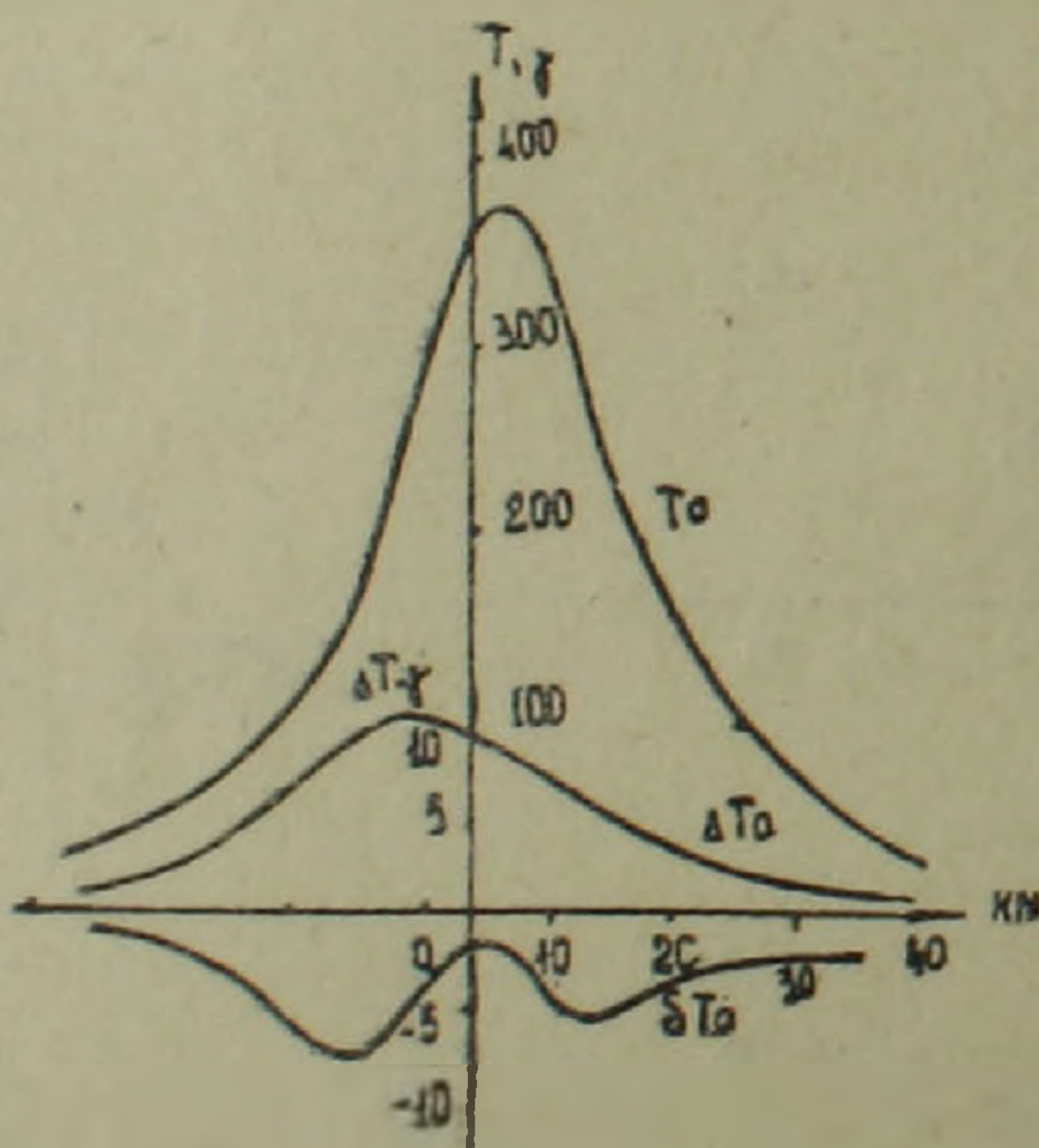


Рис. 4. График распределения  $\Delta Ta$  и  $Ta$  для поля шара.

падает с  $[\Delta Ta]$ . На рис. 4 приведены графики функций для космонамагнитического шара при  $\theta = 60^\circ$ . Поведение разности  $\delta Ta$  по профилю, проходящему над центром шара, существенно отличается от поведения модуля приращения  $[\Delta Ta]$ . Если модуль приращения полной напряженности  $[\Delta Ta]$  имеет только один максимум, и правая и левая ветви изме-



няются монотонно, то график приращения модулей  $\Delta T_a$  имеет несколько экстремальных точек, положение которых не совпадает с положениями экстремумов функций  $T_a$  и  $(T_a)$ .

Следовательно, вариации модуля напряженности поля, определяемые протонными магнитометрами, вообще говоря, не сопоставимы с данными измерений компонентных магнитометров, когда вопрос касается магнитоупругого эффекта.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 24.III.1978.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Логачев Л. А.* «Курс магниторазведки». Гостоптехиздат. Л., 1962.
2. *Акопян Ц. Г., Нагапетян В. В., Рассанова Г. В., Сковородкин Ю. П.* Сейсмомангнитный эффект на Зангезурском полигоне. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1973.



УДК 550.389;422.837

Г. М. БАБУРЯН, А. А. ХАЛАТЯН

## О НАЛИЧИИ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АРАМАЗДСКОМ ИНТРУЗИВНОМ МАССИВЕ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИКИ

Работы, проведенные на Сваранцском рудном поле в пределах Арамаздского интрузивного массива, выявили сложный характер геофизических полей, наблюдаемых в условиях развития неоднородных по физическим свойствам интрузивных и вулканогенно-осадочных образований, пересеченного высокогорного рельефа. Все это затрудняет интерпретацию полей как в целом, так и отдельных фрагментов, и ставится вопрос о качественных взаимоотношениях параметров различных геофизических полей.

Геологическое строение рудного поля представлено вулканогенными, вулканогенно-осадочными образованиями верхнего мела (плагиоклазовые порфириды, их туфы, известняки и сланцы), нижнего эоцена (порфириды, роговики, туфобрекчии). Указанные породы прорываются послескладчатым интрузивным комплексом ультраосновного, основного и умеренно-кислого составов. В сложном комплексе интрузивных пород участвуют габброиды, монцониты, сиениты, кварцевые диориты, гранодиориты и т. д., являющиеся продуктами различных фаз интрузивного магматизма [2, 3].

Целью постановки геофизических работ было прослеживание известных и выявление новых зон сульфидной минерализации. Для решения задачи применен комплекс геофизических методов: электроразведка ВП и ВЭЗ-ВП, магниторазведка, каротаж скважин. Следует отметить, что в результате ранее проведенных геолого-геофизических работ в пределах Арамаздского массива выявлены многочисленные железорудные тела титан-магнетитового состава [1, 2]. Для определения состава пород и руд петрографическому и минералогическому анализу подвергнуты образцы, отобранные как с поверхности, так и из керна пробуренных скважин. Определены физические свойства последних в лабораторных условиях.

Аномалии, полученные в результате проведения электроразведочных работ, пространственно совпадают с массивом габбровых пород Арамаздской интрузии и также вытянуты в северо-западном направлении. По локализации интенсивных значений  $\gamma_{\text{э}}$  аномальное поле подразделяется на три участка: юго-восточный, центральный, северо-западный. Для определения верхней кромки оруденения и прослеживания



зоны на глубину пройдены профили ВЭЗ-ВП с различными разностями АВ. Выявлено, что часть железорудных тел приурочена к участкам интенсивных аномалий ВП. Несколько ниже мы рассмотрим взаимоотношения аномалий ВП и железорудных тел.

Совместно с электроразведкой и по той же сети проводилась магнитная съемка. Магнитное поле является довольно «мозаичным», с чередованием максимальных (достигающих 15000 гамм) и минимальных ( $-3000$  гамм) значений  $\Delta Z$ . Наиболее интенсивные аномалии элек-



Рис. 1. Сваранцское рудное поле. 1. Зона Хуступ-Гиратахского разлома; 2. Магнитные поля, интенсивностью больше 500 гамм; 3. Магнитные поля, интенсивностью меньше 500 гамм; 4. Изолинии; 5, 6, 7, 8—породы, слагающие рудное поле: габбро, гранодиориты, кварциты, монзониты; 9. Железорудные образования; 10. Ореолы рассеяния никеля.

трического поля приурочены к магнитным полям со значениями больше 500 гамм и наибольший градиент магнитного поля соответствует осям простирания аномалий ВП. С целью упрощения картины магнитного поля нами оставлена изодинама  $+500$  гамм, что позволило более четко представить качественные взаимоотношения магнитного и электрического полей.

Участки, где аномалии ВП наложены на магнитное поле с интенсивностью больше 500 гамм, нами выделяются как наиболее перспективные, что находит подтверждение в результатах проведенных геологоразведочных работ. Штольня, заданная в пределах магнитного поля



больше 500 г.м.м, вошла в зону сульфидного оруденения, в то время как вторая штольня, заданная в поле меньше 500 г.м.м. только при подходе к границе поля начала входить в зону с признаками сульфидного оруденения.

При проведении детализационных работ, на северо-западном аномальном участке, отдельные электро-магниторазведочные профили пересекли несколько известных железорудных тел. Здесь получен результат, требующий объяснения. Неожиданность заключалась в том, что одни рудные тела отмечены как аномалией ВП, так и  $\Delta Z$ , а другие только  $\Delta Z$ . Лабораторные исследования образцов, отобранных с железорудных тел, подтвердили результаты полевых наблюдений. Поляризуемость образцов колеблется в пределах от практически нулевых до 40%  $\eta_k$ . Макроскопическое изучение образцов не объяснило наблюдаемого явления и было проведено исследование шлифов и аншлифов. Образцы, отобранные непосредственно с железорудных тел, представлены породами ультраосновного (перидотит, оливинит) и основного (троктолит, габбро) составов<sup>1</sup>.

Одновременно проводилось аналогичное изучение образцов керна скважин, заданных для проверки геофизических аномалий. Определение физических свойств образцов керна выявило дифференциацию отдельных горизонтов разреза по скоростям, плотностным и магнитным параметрам, что не связывается с петрографическими разновидностями пород (габбро), участвующих в разрезе скважин. Границы горизонтов выделяются понижением значений плотности, скорости и магнитной восприимчивости.

Наиболее четко выделяется граница на глубине около 180 м, характеризующая минимальными значениями приведенных параметров. При средних значениях  $\rho_{ср.} = 2,9 \text{ г/см}^3$ ,  $\chi_{ср.} = 6800 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ ;  $V_{ср.} = 6500 \text{ км/сек}$ ; Указанная граница характеризуется  $\rho = 2,70 \text{ г/см}^3$ ;  $V = 5454 \text{ км/сек}$   $\chi = 1000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ . Определяемые границы зафиксированы в двух изучаемых скважинах, коррелируются по глубине и идентичны по своим параметрам. Скважины находятся на расстоянии 200 м друг от друга, что говорит о протяженности слоев и наличии горизонтальной расслоенности внутри массива Арамздской интрузии, которая геологическими исследованиями не устанавливается.

Изучение аншлифов показало, что рудные минералы в разрезе скважин представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, халькопиритом, гематитом, борнитом. Основные минералы магнетит и халькопирит.

Рудные минералы в железорудных образованиях, парагенетически связанные с основными породами, представлены вышеуказанной ассоциацией, а в железорудных образованиях ультраосновных пород к ним добавляются халькозин, сфалерит, кубанит, пирротин. Возрастает содержание халькопирита до 10% площади аншлифа. Именно эти образцы и железорудные тела выделялись повышенной поляризуемостью

<sup>1</sup> Определение шлифов и аншлифов произведены М. А. Арутюнян и Л. А. Халатян.



при лабораторных определениях и наземных электроразведочных работах.

Все вышесказанное предопределяет наличие железорудных тел двух типов, образовавшихся при дифференциации магмы. Мы специально подчеркиваем дифференциацию магмы, т. к. полагаем, что на разных горизонтах, благодаря различным термогеологическим условиям, происходило образование разных рудных компонентов. В пользу последнего свидетельствует факт о небольших размерах железорудных тел в породах основного состава, установленный геологоразведочными работами [3], образование которых происходило в верхних горизонтах массива. А наличие сульфидов: халькопирита, сфалерита, пирротина, кубанита [4] говорит о присутствии еще одного горизонта-нижнего.

Последний, как и минерал кубанит, в пределах Арамаздского массива выделяется впервые. Наши предположения подтверждаются и результатами геохимических работ, проведенных Геохимической партией Геолого-геофизической экспедиции Управления геологии СМ Арм.ССР.

Геохимические исследования выявили ореолы рассеяния меди, цинка, свинца, молибдена, никеля и др. элементов. Основные концентрации и совмещения ореолов всех элементов приурочены к участкам выделенных нами геофизических аномалий. Отметим, что ореолы рассеяния никеля в содержаниях 0,01—0,05% наблюдаются только в пределах геофизических аномалий.

Данные полуколичественного спектрального анализа керн шести скважин, пробуренных в пределах юго-восточной аномалии, позволили выделить на глубине 170—220 метров горизонт с повышенным содержанием 0,02—0,05% никеля. В двух скважинах, заданных для проверки геофизических аномалий на северо-западной аномалии, выделяется интервал 130—180 м, который в одной скважине характеризуется абсолютным превышением содержания никеля 0,01—0,02%, а во второй относительно большим (к разрезу скважины) содержанием никеля и высоким (от 0,3 до 1%) содержанием меди. Отмечаемый нами кубанит является продуктом распада твердого раствора при высокотемпературных условиях [4] и часто встречается в сульфидных медно-никелевых месторождениях с пирротинном и халькопиритом, свидетельствует о высоких первоначальных температурах. Ассоциация кубанита, пирротина, халькопирита, в обогащенной никелем среде, дает возможность предполагать, что выделенный нами горизонт представляет интерес в отношении сульфидной минерализации.

Поведение горизонта на разных участках неодинаково. На северо-западном участке глубина его оценивается в интервале 130—180 м, а на юго-восточном участке—180—230 м и возможно нижняя граница интервала находится глубже. Об этом говорят и данные ВЭЗ-ВП. Два ВЭЗа с разносами АВ-4000 м на северо-западном участке зафиксировали аномальный слой в интервале 150—200 м. Аналогичные работы на юго-восточной части показали, что в пределах изучаемой глубины (по-



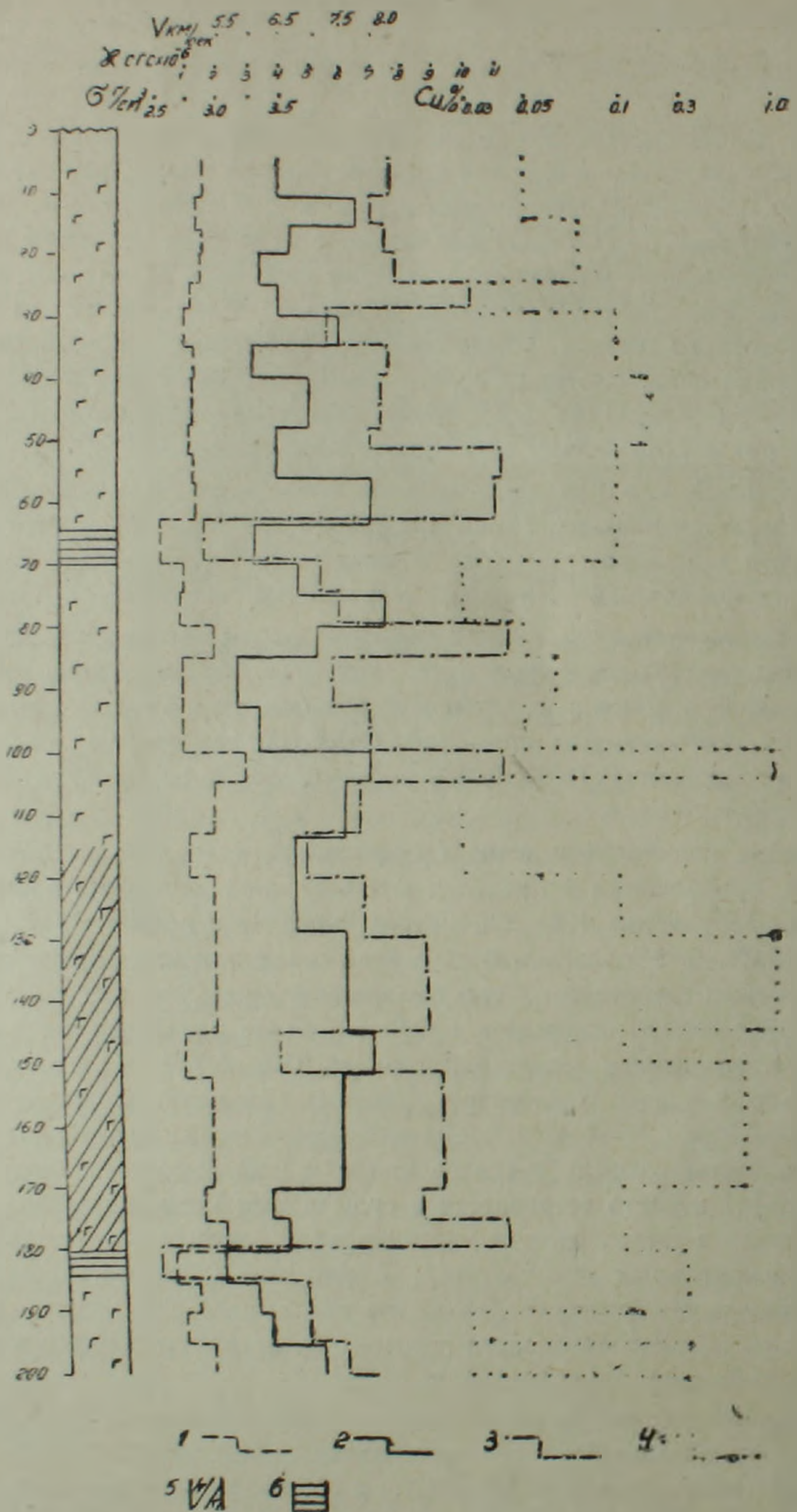


Рис. 2. Геофизическая характеристика скважины на северо-западном аномальном участке. Значения: 1) плотности; 2) скорости; 3) магнитной восприимчивости пород; 4) содержания меди по данным спектрального анализа; 5) выделяемый сульфидный горизонт; 6) границы выделяемых по данным геофизики слоев массива интрузии.



рядка 300 м) аномалия ВП возрастает и нижней границы слоя получено не было.

Исходя из данных комплекса геофизических, геологических и геохимических исследований интенсивности и конфигурации электрического и магнитного полей, геохимических аномалий, нами выделяются участки юго-восточной и центральной геофизических аномалий, как наиболее перспективные в отношении наличия сульфидного оруденения. Уместно отметить, что как при исследованиях в скважинах, так и при интерпретации данных наземных работ, наблюдается общая закономерность—повышение магнитных свойств и содержание сульфидов. Этим еще раз подчеркивается состоятельность признака, приведенная в начале статьи при выделении перспективных площадей для поисков сульфидного оруденения. Не останавливаясь на спорных вопросах о генезисе месторождений, отметим, что зональность выделенных горизонтов является не контрастной как по глубине, так и по простиранию и характеризуется постепенной сменой минеральных парагенезисов.

Таким образом можно заключить, что: совмещение положительных магнитных полей и аномалий ВП следует считать необходимым признаком при поисках участков с сульфидным оруденением:

комплекс геофизических и геохимических исследований определил возможность выявления горизонтальной расслоенности Арамаздского интрузивного массива;

ассоциация и условия образования минералов халькопирита, кубанита, пирротина и др. дают возможность предполагать о наличии в пределах Арамаздской интрузии перспективной зоны с сульфидной минерализацией;

проведенные геофизические и геохимические исследования дали возможность определить поведение сульфидной минерализации в разных частях Арамаздского массива.

Управление геологии Совета Министров  
Армянской ССР

Поступила 1.VIII.1977.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гулян Э. Х. Новое железорудное месторождение в Армении. Бюллетень научно-технич. информации, № 5 (17), М., 1958.
2. Гулян Э. Х. Сваранцское железорудное месторождение. Тр. УГ и ОН при Совете Министров Арм. ССР, № 2, Ереван, 1959.
3. Межлумян Г. Б. Сваранцское железорудное месторождение. АН Арм. ССР, ИГН, Ереван, 1974.
4. Смирнов В. И. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», М., 1968.



## ПОТЕРИ НАУКИ

АНАТОЛИЙ ГЕОРГИЕВИЧ ТАРХОВ  
(1911—1978)

2 октября 1978 года скоропостижно на 68-м году жизни скончался крупнейший ученый и педагог, выдающийся представитель советской школы геофизиков-разведчиков, заслуженный деятель науки и техники РСФСР, доктор физико-математических наук, профессор, заведующий кафедрой ядерно-радиометрических методов *Анатолий Георгиевич Тархов*.

А. Г. Тархов родился 1 мая 1911 года в г. Куйбышеве в семье рабочего. В 1934 году окончил Ленинградский горный институт и работал научным сотрудником ВСЕГЕИ. В 1940 году А. Г. Тархов защитил кандидатскую диссертацию. В 1943 году вступил в ряды КПСС. С 1949 по 1951 г.г. он работал главным инженером Главного геофизического управления Министерства геологии СССР. Уже в 38 лет А. Г. Тархов становится доктором физико-математических наук. Высшая ученая степень была присуждена ему за разработку высокочастотных методов электро-разведки. В этот период своей трудовой и научной деятельности он приобрел известность как один из ведущих специалистов в области геофизических методов разведки рудных месторождений.

Свою научную и педагогическую деятельность А. Г. Тархов начал в МГРИ в 1951 году сначала доцентом, а затем профессором кафедры разведочной геофизики; с 1951 по 1958 г.г. был деканом геофизического факультета, а с 1970 г. до последних дней своей жизни являлся заведующим кафедрой ядерно-радиометрических методов.

А. Г. Тархов широко известен работами в области высокочастотной электроразведки, в частности, разработки шахтного варианта радиоволнового просвечивания на объектах малой электропроводности, созданием метода радиокип, использующего естественные поля радиостанций, а также исследованиями электрических свойств горных пород в переменном поле. Помимо этого он успешно занимался вопросами комплексирования геофизических методов, широкую известность получили его работы по методике вероятностно-статистической обработки и интерпретации геофизических данных. Для профессора А. Г. Тархова было характерно стремление расширить круг физических явлений, применяемых для геофизической разведки. В этом отношении весьма интересен разработанный им метод подземной регистрации космического излучения, имеющий большие перспективы в рудной и инженерной геологии. Под его руководством и при непосредственном участии впервые разработаны также методы подземной терморазведки, подземной магниторазведки. На протяжении всей научной деятельности А. Г. Тархов уделял большое внимание рациональному использованию комплекса



геофизических методов при решении разнообразных поисково-разведочных и инженерно-геологических задач. Им разработаны эффективные способы выделения геофизических аномалий на фоне помех.

А. Г. Тарховым опубликовано свыше 200 научных работ, в числе которых пять монографий.

А. Г. Тархов вел большую преподавательскую работу. Свыше 27 лет он читал лекции по электроразведке, комплексированию геофизических исследований, подземной геофизике, являясь создателем курсов и автором программ. Широкая эрудиция в разведочной геофизике позволяла ему читать лекции на высоком теоретическом уровне и отражать новейшие достижения современной науки и техники. Отличительной особенностью лекций А. Г. Тархова, его докладов и выступлений являлась простота и ясность изложения самых сложных теоретических вопросов. Он руководил аспирантами как советскими, так и зарубежными.

Являясь выдающимся ученым, поистине неисчерпаемым источником новых идей, А. Г. Тархов щедро раздавал их, привлекая для воплощения теоретических и методических разработок молодых инженеров.

Под его руководством и при непосредственном участии были заложены основы подземной геофизики в социалистической Болгарии и Венгрии.

С 1946 года до конца своей жизни А. Г. Тархов проявлял постоянный интерес к геофизическим исследованиям в Армении. Он был бесменным куратором Армении по рудной геофизике и имеет большие заслуги в создании, развитии и становлении геофизической службы в Армении. В частности, под его руководством в Армении были проведены исследования по изучению влияния помех на результаты геофизических исследований, обоснован рациональный геофизический комплекс для отдельных рудных месторождений, разработаны новые модификации подземной электроразведки.

Анатолия Георгиевича Тархова отличали требовательность и принципиальность, скромность и чуткое отношение к людям, жизнерадостность, личное обаяние, доброта. Своим самоотверженным трудом, личными качествами он снискал глубокое уважение всех, кто его знал.

За заслуги перед Родиной А. Г. Тархов отмечен рядом правительственных наград.

Светлый образ Анатолия Георгиевича Тархова, высокоэрудированного ученого и педагога, замечательного человека и большого друга Армении всегда будет жить в нашей памяти.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Арм.ССР

Геолого-геофизическая экспедиция  
Управления геологии Арм.ССР

Кафедра геофизических методов поисков  
и разведки месторождений полезных  
ископаемых Ереванского  
государственного университета.



## ГРАНТ МАРТЫНОВИЧ ВАНЦЯН

10 января 1979 года скончался один из основоположников рудной геофизики в Армении *Грант Мартынович Ванцян*. Ушел из жизни коммунист, ученый, замечательный педагог, талантливый инженер.

Г. М. Ванцян родился в 1919 году в г. Тбилиси. В 1941 году окончил электротехнический факультет Грузинского политехнического института. До 1947 года работал в ТЭЦ г. Тбилиси инженером, а затем переехал в г. Ереван и поступил на работу в сектор геофизики Института геологических наук АН Армянской ССР. Здесь он активно содействовал становлению разведочной геофизики.

В 1950 году Г. М. Ванцян основал и руководил первой постоянно действующей производственной геофизической партией в республике; год спустя она выросла в Армянскую геофизическую экспедицию Центрального треста Министерства геологии СССР, которая в 1957 году перешла в ведение Управления геологии Армянской ССР. Он занимал должности главного инженера, а впоследствии начальника экспедиции. Здесь наиболее ярко раскрылся его талант инженера и организатора геофизического производства. Благодаря своим незаурядным личным качествам и природным способностям, он сумел сплотить здоровый творческий коллектив, объединить общей идеей и направить его на решение сложных и важных задач.

Много сделал Г. М. Ванцян для внедрения новых направлений геофизики, расширения комплекса методов исследований, повышения геофизической эффективности работ. За сравнительно короткий период геофизические методы прочно вошли в практику геологоразведочных работ Управления и стали неотъемлемой частью геологических исследований.

Одновременно Грант Мартынович вел интенсивную исследовательскую работу в области рудной геофизики. Оригинальны его работы этого периода, касающиеся поисковой гидроэлектрометрии и оценки электропроводности пород и руд по переходным сопротивлениям заземлений. Для разработки рационального комплекса геофизических методов и научного осмысления полученных результатов большое значение имели его статьи по вопросам методики геофизических исследований рудных месторождений Армянской ССР.

В 1963—66 годы Грант Мартынович руководит сектором рудной геофизики новоорганизованного Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм.ССР. Под его руководством сектор начал заниматься новым направлением геофизики Армении—разработкой модификаций методов подземной геофизики для опосредованного поиска околорудного и межрудного пространства. В это же время он готовит кан-



дидатскую диссертацию, посвященную рассмотрению вопросов, касающихся возможностей и особенностей применения геофизических методов на медных, полиметаллических и медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР, которую успешно защищает в 1965 году.

С 1966 года до последних дней своей жизни Грант Мартынович преподавал на геологическом факультете Ереванского государственного университета, где свыше 10 лет заведывал основанной им кафедрой геофизических методов поисков и разведки рудных месторождений. На этом поприще полностью проявился его замечательный дар наставника молодых специалистов и подлинного педагога. Владея несколькими языками, располагая чрезвычайно богатыми знаниями, обладая высокой культурой, огромной эрудицией, глубоким интеллектом и большим личным обаянием, Грант Мартынович заслуженно снискал себе искреннее уважение, признание и любовь своих многочисленных учеников, которые в подавляющем своем большинстве впоследствии стали его коллегами, соратниками и товарищами. Трудно забыть его оригинальную манеру великолепного чтения курсов электроразведки, тонкий юмор, огромное жизнелюбие, доброжелательность, готовность в любое время прийти на помощь.

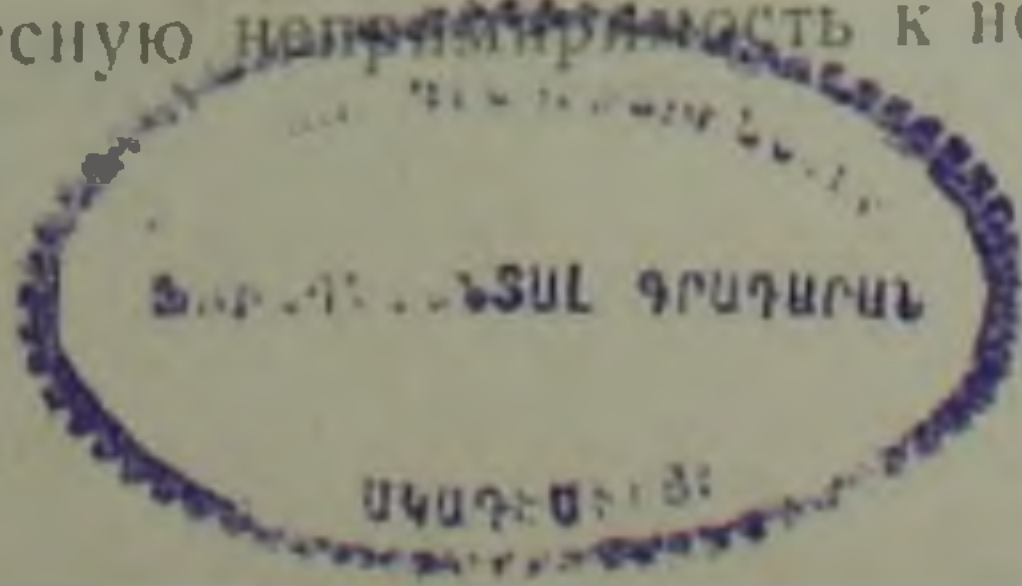
Он ни на минуту не прекращал своих тесных связей и разнохарактерных контактов с наукой и производством, со своими бывшими учениками, которые всегда обращались к нему за консультацией и добрым советом.

В Университете у Гранта Мартыновича появляется новый научный интерес, и свое внимание он сосредотачивает на вопросах применения геофизических методов при решении инженерно-геологических и гидротехнических задач, публикует и консультирует ряд работ.

Одновременно составляет большое количество докладных записок, рецензий и отзывов почти по всем дисциплинам геофизики, проявляя отличное умение ориентироваться в современном потоке геофизической информации, сразу уловить новизну, научную и практическую ценность, предвидеть пути дальнейшего развития.

Грант Мартынович Ванцян активно участвовал в общественной жизни с принципиальностью коммуниста и с огромным чувством ответственности гражданина. В течение ряда лет он исполнял обязанности ученого секретаря Совета геологического факультета Ереванского государственного университета по присуждению ученых степеней, был членом редколлегии журнала «Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле», выполнял многочисленные поручения партийной и профсоюзной организаций.

В памяти своих коллег, товарищей и учеников он останется человеком высокой нравственности, светлой личностью, который был беззаветно преданным делу, весьма требовательным к себе, добрым к окружающим, чутким и отзывчивым. Но его доброта была активная, ибо он одновременно проявлял бескомпромиссную ~~напряженность~~ <sup>напряженность</sup> к негативным явлениям.





Он жил для людей ничего не оставляя для себя, кроме доброго имени своего.

Геологический факультет Ереванского  
государственного университета  
Институт геологических наук АН  
Арм.ССР

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Арм.ССР  
Управление геологии АрмССР

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

---

ВФ 04551. Подписано к печати 20/V, 79. Тираж 660. Изд. 5052. Заказ 468.

Формат бумаги 70X108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 5,75+3 вкл. Бум. л. 287.

Усл. печ. л. 8,05 Уч. изд. листов 6,9.

---

Типография Издательства АН Армянкой ССР. Ереван, Барекамутян, 24.