

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿՍՆ ԿՈՆԳՐԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր է. Ա. Խաչատրյան
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ա. Ս. Յառամազյան

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկր.- հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դուրխանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կա-
րապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմի-
կոս Հ. Գ. Մաղաբյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեբյան, երկր.-
հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան,
երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Ա. Լ. Քաչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян.
Зам. отв. редактора канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян.

Члены: канд. геол.-мин. наук В. П. Асратян, чл.-корр. АН Арм. ССР
А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. геол.-мин.
наук Г. М. Ванцян, чл.-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин.
наук Н. И. Долуханова, докт. техн. наук Б. К. Карапетян, докт. геол.-мин.
наук А. Е. Кочарян, академик АН АрмССР И. Г. Магакьян, канд. геол.-
мин. наук Б. М. Меликсетян, докт. техн. наук Г. И. Тер-Степанян.

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բաղկամարյան 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Багкамутян, 24.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. А. Авакян, Э. Г. Малхасян. Замечательный учсний-геолог (К 60-летию со дня рождения А. Е. Кочаряна) 3

О. А. Саркисян, И. К. Волчанская. О блоковом строении территории Армянской ССР и прилежащих районов Малого Кавказа 6

А. А. Джафаров. Особенности процессов магматизма и метасоматизма при формировании Мегринского плутона 20

Р. А. Торосян, Г. М. Арсенян. О генезисе и перспективах ртутной минерализации центральной части Зангезурского хребта 32

Ц. Г. Акопян, В. В. Нагапетян, Г. В. Рассанова, Ю. П. Сковородкин. Сейсмоманитный эффект на Зангезурском полигоне 38

Б. К. Карапетян, С. С. Симонян. Установление основных параметров колебаний грунта и поведения зданий и сооружений при далеких сильных взрывах 48

Л. Н. Зограбян. Морфологические единицы Кавказского перешейка 55

И. Г. Хаханов. Гидрохимическая характеристика рек Армянской ССР . . . 65

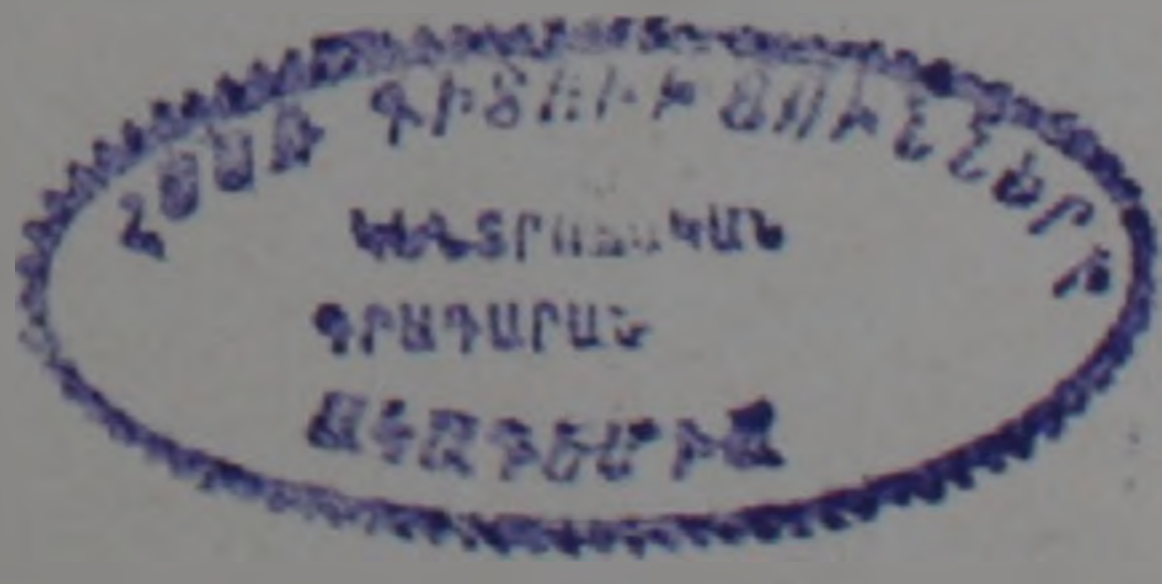
Д. Р. Назаретян. Из истории географических исследований Армянского нагорья (XIX—нач. XX вв.) 74

Г. А. Карапетян. Андреас Арцруни (к 75-летию со дня смерти) 83

И. Г. Магакьян, Э. Г. Малхасян, З. О. Чибухчян. Человек, ученый, педагог (к 80-летию со дня рождения Л. А. Варданянца) , 91

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Ю. Баласанян. О возможности определения гидрогеологических параметров методом естественного электрофильтрационного поля 97



ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Լ. Ա. Ավաղյան, Է. Գ. Մալխասյան. Նշանավոր գիտնական-երկրաբանը (Ա. Ե. Վոշարյանի ծննդյան 60 ամյակի առթիվ)	3
Հ. Հ. Սարգսյան, Ի. Կ. Վոլչանսկայա. Հայկական ՍՍՀ տարածքի ու Փոքր Կովկասի հարակից շրջանների բեկորային կառուցվածքի մասին	6
Ա. Ա. Զաֆարով. Մագմատիկ և մետասոմատիկ պրոցեսների առանձնահատկությունները Մեղրու պլուտոնի ձևավորման ժամանակ	20
Ռ. Ա. Թորոսյան, Գ. Մ. Արսենյան. Զանգեզուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական հատվածում սնդիկի հանքայնացման առաջացման և հեռանկարների մասին	32
Յ. Գ. Հսկորյան, Վ. Վ. Նահապետյան, Դ. Վ. Ռաուանովա, Յ. Պ. Սկովորոդկին. Զանգեզուրի պոլիգոնի սեյսմոմագնիսական էֆեկտը	38
Խ. Կ. Կարապետյան, Ս. Ս. Սյւմոնյան. Գրունտի տատանման պարամետրերից կախված շենքերի և կառուցվածքների վարքը հեռավոր ուժեղ սլաքեցումների ժամանակ	48
Լ. Ն. Զոհրաբյան. Կովկասյան պարանոցի ձևագրական միավորումները	55
Ի. Գ. Խախանով. Հայկական ՍՍՀ գետերի հիդրոքիմիական բնութագիրը	65
Դ. Ռ. Նազարեթյան. Հայկական լեռնաշխարհի աշխարհագրական հետազոտությունների պատմությունից (19-րդ դար և 20-րդ դարի սկիզբ)	76
Հ. Ա. Կարապետյան. Անդրևաս Արծրունի	83
Հ. Կ. Մազալյան, Է. Գ. Մալխասյան, Զ. Հ. Զիրուխյան. Մարդ, գիտնական, մանկավարժ (Լ. Ա. Վարդանյանի ծննդյան 80 ամյակի առթիվ)	91

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ս. Յու. Թալասանյան. Բնական էլեկտրոֆիլտրացիոն դաշտերի մեթոդով հիդրոերկրաբանական պարամետրերի որոշման հնարավորության մասին	97
---	----

Л. А. АВАКЯН, Э. Г. МАЛХАСЯН

ЗАМЕЧАТЕЛЬНЫЙ УЧЕНЫЙ-ГЕОЛОГ

(К 60-летию со дня рождения Арменака Езековича Кочаряна)

15 октября 1973 г. исполняется 60 лет со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного геолога Армянской ССР Арменака Езековича Кочаряна.

А. Е. Кочарян родился в с. Дсех Туманянского района Армянской ССР в семье крестьянина. Он прошел славную трудовую жизнь. Началь-



ное образование получил в с. Дсех, а в 1925 г. переехал в Тбилиси, где поступил в 89-ую трудовую школу. Окончив последнюю, в 1929 г. А. Е. Кочарян поступает в Закавказский геологоразведочный техникум в г. Тбилиси, который окончил с отличием в 1934 г. и получил звание техника геолога-разведчика.

С 1934 по 1935 гг. А. Е. Кочарян работает в качестве техника-разведчика в «Маргантресте» МЦМ СССР в г. Чнатури Грузинской ССР.

В 1935 г. переезжает в г. Ереван и поступает на геологическое отделение геолого-географического факультета Ереванского государственного университета, который окончил с отличием в 1940 г., получив звание геолога.

После окончания Университета с 1940 г. он работает в Институте геологических наук АН Арм. ССР научным сотрудником. В 1945 г. А. Е. Кочарян вступает в ряды КПСС. С 1945 по 1947 гг. по указанию директивных органов республики он назначается начальником производствен-

но-технического отдела конторы «Армцветметразведка» Главгеологии МЦМ СССР.

В 1945 г. А. Е. Кочарян успешно защищает кандидатскую диссертацию, посвященную геологии Комсомольского рудника Кафанского месторождения.

В начале 1948 г. А. Е. Кочарян переводится на работу в Институт геологических наук АН Арм. ССР, где работает в должности старшего научного сотрудника. В 1950 г. по решению директивных органов республики Арменак Езекович переводится в Громовскую экспедицию Главгеолразведки МГ и ОН СССР и назначается сначала начальником Центральной партии, главным геологом, а затем главным инженером и зам. начальника экспедиции.

Однако, стремление к научно-исследовательской и научно-организационной работе приводит Арменака Езековича в 1961 г. вновь в Институт геологических наук, где он работает в должности ст. научного сотрудника.

А. Е. Кочарян с 1961 по 1964 гг. обобщает результаты геологоразведочных работ по месторождениям редких элементов на территории Армянской ССР и подготавливает сводную монографию.

С 1964 г. А. Е. Кочарян назначается заместителем директора по научной части, а с 1967 по 1971 гг. работает в должности директора Института геологических наук АН Армянской ССР.

За время работы А. Е. Кочаряна на руководящих должностях в Институте продолжались заложенные традиции по расширению круга разрабатываемых научных проблем и усилению связи Института с научными и практическими организациями республики и Союза.

В 1970 г. в Москве А. Е. Кочарян успешно защищает докторскую диссертацию, посвященную редким элементам республики, а в 1971 г. ему присваивается звание профессора.

В течение более 20 лет Арменак Езекович читает курс лекций по полезным ископаемым на геологическом факультете Ереванского государственного университета.

А. Е. Кочарян—геолог широкого кругозора. Он занимался изучением многих видов минерального сырья республики и их перспектив—стекольным сырьем, медью, марганцем, стройматериалами и минеральными красками. Особенно большие заслуги А. Е. Кочарян имеет в выявлении, изучении и оценке перспектив месторождений редких элементов.

Арменак Езекович является ответственным редактором многотомного издания «Геологическая изученность Армянской ССР» (по материалам рукописных работ), членом редакционных коллегий журналов «Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле», «Природа Армении» и геологической секции «Армянской Советской Энциклопедии».

А. Е. Кочарян проделал большую работу по переводам на армянский язык геологической литературы и по разработке армянской геологической терминологии.

За большие заслуги в деле изучения недр республики в 1967 г. ему присваивается звание «Заслуженного геолога Армянской ССР». Он награжден также Почетной грамотой Верховного Совета Армянской ССР и четырьмя медалями.

Свое шестидесятилетие Арменак Езекович встречает в полном расцвете творческих сил и больших научных замыслов.

Отделение наук о Земле, Институт геологических наук АН Армянской ССР и вся геологическая общественность республики желают дорогому Арменаку Езековичу—замечательному товарищу и другу крепкого здоровья и новых больших творческих успехов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25 V 1973

УДК 551.243.5

О. А. САРКИСЯН, И. К. ВОЛЧАНСКАЯ

О БЛОКОВОМ СТРОЕНИИ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР
И ПРИЛЕЖАЩИХ РАЙОНОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Впервые о глыбовом строении Армянского нагорья упоминается в работе Ф. Освальда [12]. На этой территории им была выделена система глыб (горсты и грабены), разделенных разрывными нарушениями. Последующие исследователи (В. П. Ренгартен, Л. А. Варданянц, К. Н. Паффенгольц, Л. Н. Леонтьев, В. Е. Хани, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, Е. Е. Милановский, Э. Ш. Шихалибейли и др.), производя геотектоническое расчленение Малого Кавказа, большое значение придавали выделению тектонических зон или областей, при этом в известной степени игнорируя роль поперечных разрывных нарушений. В последнее время появился ряд работ, посвященных данному вопросу [5, 14, 16, 17 и др.]. Вопрос этот частично рассматривается в работах [2, 4, 7, 10]. О наличии в тектоническом строении Кавказа ряда зон поперечных прогибов и поднятий указывается в работе [17]. По А. А. Габриеляну [7], в результате многократных тектонических движений происходила частая перестройка тектонического плана основных структурных зон, вследствие чего в современной структуре Малого Кавказа сохранились только их отдельные фрагменты. Им же на этой территории выделяются два крупных структурных комплекса или блока: Сомхето-Кафанский и Армянский.

Интересные данные о блоковом строении восточной части Малого Кавказа имеются в работе Э. Ш. Шихалибейли [18], где рассматриваются также вопросы формирования и развития отдельных блоков.

По данным С. П. Бальяна [4], в структурно-геоморфологическом расчленении Армянского нагорья ведущее место занимают крупные блоки, а современная структура региона является результатом перемещения блоков в виде чешуйчатых надвигов (подвигов) вплоть до образования покровов альпийского типа.

Изучение аномального магнитного и гравитационного полей позволило И. Г. Акопяну [2] в пределах данной территории выделить три мегаблока (Приараксинский, Присеванский и Алаверди-Кафанский), которые в свою очередь расчленяются на более мелкие неравномерные блоки. Эти блоки отражают в основном строение байкальского фундамента, при этом упомянутым автором не была сделана попытка произвести геологическую и морфоструктурную интерпретацию этих данных в отношении альпийского чехла.

Накопление большого геолого-геоморфологического и геофизического материала в настоящее время дает возможность ближе подойти к разрешению рассматриваемого вопроса.

Для выявления блокового строения Малого Кавказа нами проводились комплексные геолого-тектонические и морфоструктурные исследования, с учетом геофизических данных. Блоковое строение устанавливается на основании анализа морфоструктур, фаций и мощностей, по ореолам распространения отдельных толщ и магматических пород, по характеру колебательных движений, пликативных и дизъюнктивных нарушений и др. С этой же целью были произведены также детальные палеотектонические исследования [14], которые показывают, что в геологическом развитии области, наряду с продольными (общекавказскими) разломами, большую роль играли также поперечные разломы. Почти все древние альпийские прогибы и поднятия со всех сторон были разграничены разломами и представляли собой горст-поднятия и грабен-прогибы [18, 14]. Любопытно, что система поперечных (близмеридиональных) разломов Малокавказского мегаантиклинория имеет радиально-веерообразное строение, центр которого расположен на Среднеараксинском срединном массиве в районе массива г. Арарат (фиг. 1, 3).

Изучение складчатых структур также дает дополнительных материалов о блоковом строении рассматриваемой области. Анализ тектонической карты [8] показывает, что отдельные блоки нередко отличаются друг от друга морфологией, интенсивностью и планом пространственного размещения складок. Так, Севано-Ширакский блок характеризуется развитием преимущественно голоморфной линейной складчатости общекавказского простирания, Алавердский блок — брахиальной и сундучной складчатости антикавказского направления, Иджеванский блок — укороченно-линейными складками северо-восточного и меридионального направлений и т. п. Кроме того, в центральных частях блоков складки более широкие и пологие, суживание, погружение или замыкание их происходит преимущественно в перифериях блоков. На границе разновозрастных блоков складки нередко круто изменяют свое простирание, замыкаются или же приспособляются к простиранию более древнего блока. В круговых очаговых блоках складки чаще дугообразны и имеют овально-концентрическое расположение.

По данным Э. Б. Аджимамудова [1], Ш. С. Оганесяна [11], Л. К. Татевосян [6] и др. гравитационное поле рассматриваемой территории, представленное в редукции Буге, характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. На этом фоне отмечаются зоны крупных отрицательных и менее интенсивных гравитационных аномалий (региональная аномалия второго порядка). Эти зоны в общем имеют общекавказское направление, что соответствует простиранию главнейших тектонических структур данной области. В пределах указанных зон в свою очередь выделяются участки локальных максимумов и минимумов силы тяжести. В связи с этим данная территория характеризуется мозаичным аномальным полем.

Гравитационное поле Среднеараксинского межгорного грабен-прогиба (область верхнеальпийской складчатости) более сильно диффе-

ренцировано и в общем характеризуется повышенными значениями силы тяжести. Таким образом, тектоническому прогибу здесь соответствует гравитационное поднятие. На фоне этого относительного максимума наблюдается сложная система локальных аномалий, преимущественно изометричной или слабо вытянутой формы, расположенная веерообразно по отношению к массиву г. Арарат (к центру срединного массива). Веер этот открывается к периферии массива и очень четко выражен в пределах Малокавказского мегаантиклинория. Аналогичным пространственным расположением характеризуются поперечные разломы и линии, соединяющие эпицентры землетрясений (фиг. 1).

Внутренняя тектоника прогиба также сложна. Здесь выделяются локальные грабен-прогибы и горст-поднятия, которые в общем также расположены веерообразно. При этом поднятиям соответствуют локальные максимумы, а прогибам—минимумы силы тяжести. Таким образом, в пределах молодого неоген-четвертичного прогиба имеется обратное соотношение региональных и прямое соотношение локальных тектонических структур и силы тяжести.

Центральная высокогорная часть Малого Кавказа, сложенная складчато-глыбовыми горными хребтами (область среднеальпийской складчатости), характеризуется интенсивно отрицательным, также сильно расчлененным гравитационным полем (зона центрального минимума), образованным в целом линейными и изометрично-удлиненными локальными аномалиями второго и более низких порядков преимущественно северо-западного и субширотного простирания, достаточно четко оконтурированных изгибами изолиний. Расположенные здесь молодые частные грабен-прогибы (Севанский, Ширакский, Лорийский) обладают локальными минимумами, а многие приподнятые блоки (Спитакский, Западнотазовский, Апаранский, Разданский и др.) локальными максимумами силы тяжести. Таким образом, здесь тектоническому поднятию соответствует относительная гравитационная депрессия. Эта область испытывала интенсивное складкообразование в среднеальпийском этапе и дифференцированное блоковое поднятие в неотектоническом и современном этапах. Для нее характерно более сложное тектоническое строение и широкое развитие неоген-четвертичного вулканизма. Отдельные блоки области, характеризующиеся различной интенсивностью относительного поднятия в верхнеальпийском этапе, отличаются друг от друга значениями локальных аномалий силы тяжести.

Крупным неоген-четвертичным вулканическим очаговым блокам (Арагацкий, Кечутский, Гегамский) соответствуют наибольшие отрицательные минимумы силы тяжести.

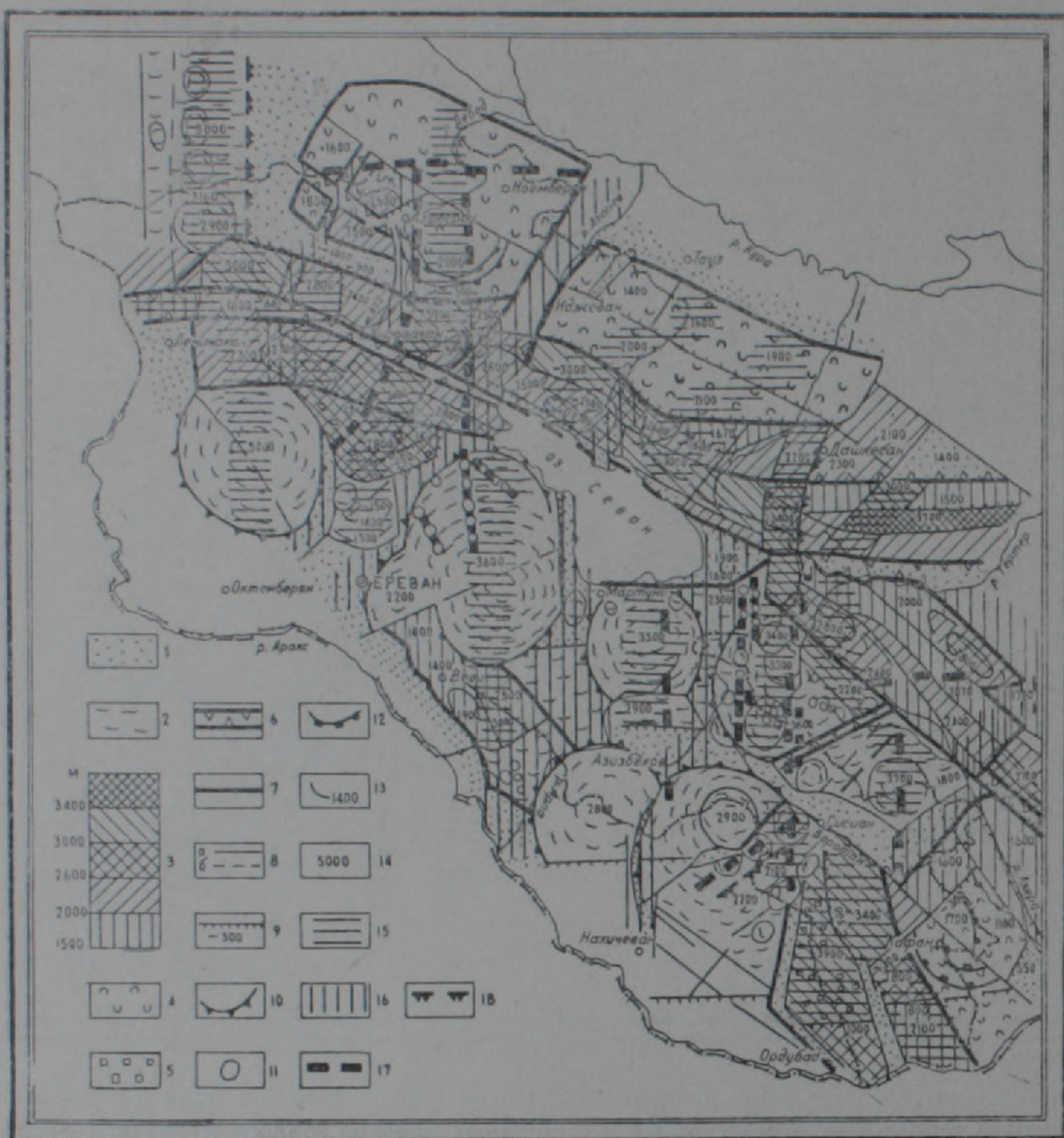
Северо-восточные склоны Малого Кавказа (область нижнеальпийской складчатости) характеризуются относительно повышенными значениями силы тяжести (Алаверди-Шамшадинский максимум) и монотонным нарастанием гравитационного поля в северо-восточном направлении. В этом же направлении, в сторону Куринской депрессии, происходит постепенное погружение морфоструктур. Общий фон гравитацион-



Фиг. 1. Схема сопоставления основных элементов гравитационного поля и современной структуры территории Армянской ССР и смежных районов Малого Кавказа. 1—оси локальных максимумов силы тяжести; 2—оси локальных минимумов силы тяжести; 3—оси нижнеальпийских локальных блоков; а—Алавердский, ша—Шамшадинский, м—Муровдагский, шу—Шушинский, л—Лачинский, к—Кафанский; 4—структурные швы; 5—границы блоков (продольные и поперечные разломы); 6—границы локальных аномалий силы тяжести.

ного поля этой области выше, чем в Среднеараксинском прогибе, но оно имеет сравнительно простое строение, включая ряд локальных максимумов и минимумов преимущественно антикавказского простираения. Любопытно, что эта область характеризуется также сравнительно однородным простым тектоническим строением. Здесь выделяется ряд горст-антиклинориев (Алавердский, Шамшадинский, Муровдагский, Кафанский и др.) и грабен-синклинориев (Иджеванский, Дашкесанский, Горисский и др.) (фиг. 3), причем, первые обладают локальными максимумами, а вторые—минимумами силы тяжести.

Интересные данные за последние годы получены по Ленинканскому и Севанскому блокам относительно связи аномалий силы тяжести с современными движениями земной коры, определенными инструментальными методами [9, 11]. Из полученных результатов видно, что абсолют-



Фиг. 2. Морфоструктурная схема Армянской ССР и прилегающих территорий. *Морфоструктурные области:* 1—современного и неоген-четвертичного, преимущественно аккумулятивного рельефа в современных депрессиях; 2—неоген-четвертичного денудационно-аккумулятивного вулканического рельефа с преобладающими круговыми морфоструктурами; 3—преимущественно-денудационного горного рельефа области палеогенового синклинория с преобладающими интенсивно дифференцированными складчато-блоковыми морфоструктурами (приводится шкала абсолютных высот блоков); 4—денудационный горный рельеф области мезозойских антиклинориев со слабо дифференцированными блоковыми морфоструктурами; 5—денудационный горный рельеф области выхода домезозойского метаморфического комплекса с глыбовой морфоструктурой. *Границы морфоструктур и их вероятная тектоническая интерпретация:* 6—зоны сочленения крупнейших морфоструктур, выраженные депрессиями (шовные зоны по Е. Е. Милановскому); 7—границы морфоструктурных областей и крупнейших блоков, выраженные обособленными орографическими единицами (разрывные структуры); 8—границы отдельных блоков: а) хорошо выраженные, б) выраженные фрагментарно (разломы); 9—крупнейшие уступы в рельефе и их относительная величина (сбросы); 10—круговые границы крупнейших вулканических сооружений; 11—границы отдельных вулканов; 12—границы круговых морфоструктур в области мезозойских антиклинориев. *Прочие морфоструктурные элементы:* 13—морфоизогипсы вершинного урвня хребтов; 14—обобщенная величина максимальных отметок водоразделов внутри блоков; 15—зоны сквозных поперечных воздыманий; 16—зоны поперечных сквозных прогибаний; 17—зоны сквозных нарушений «скрытого типа» (по Фаворской и Томсону); 18—границы перегиба морфоструктурного плана.

ные высоты Ленинканского блока за один год увеличились на 3 мм, а значения ускорения силы тяжести за этот же период возросли от 0,3 до 1,3 мгл. Таким образом, поднятию блока соответствует увеличение аномалий силы тяжести в редукции Буге. Северо-западное побережье оз. Севан (участок впадения р. Дзыкнагет в оз. Севан) опускается со скоростью 7 мм/год и характеризуется относительно повышенными значениями силы тяжести. В общем, относительное поднятие центральной высокогорной части Малого Кавказа направлено в сторону увеличения, а погружение его северо-восточных склонов—в сторону уменьшения аномалий силы тяжести.

Сопоставление региональных и локальных аномалий силы тяжести достаточно четко отражает основные черты тектонического строения. Бросается в глаза совпадение большинства аномалий с блоковыми морфоструктурами (фиг. 1—2). Крупные складчатые области антиклинорного типа характеризуются относительно пониженными, а межгорные прогибы относительно повышенными значениями силы тяжести. Что касается локальных блоков и аномалий, то между ними в большинстве случаев наблюдается прямое соотношение. В то же время отмечается также обратное соотношение между некоторыми локальными аномалиями и структурами. Можно предполагать, что последние являются наложенными или же приуроченными к осадочному чехлу и не отражают структуру фундамента. К таким блокам относятся Лалварский, Памбакский, Горисский.

Важно отметить также, что в центральной части Малого Кавказа и на его северо-восточных склонах имеются случаи несовпадения осей нижнеальпийских блоковых структур и локальных аномалий. Возможно, эти блоки в средне- и верхнеальпийском этапе развития подверглись горизонтальному перемещению и в настоящее время представляют собой аллохтонные структуры, которые в современной тектонической структуре области не связаны с глубинными структурами фундамента данного участка. По-видимому, эти процессы привели к кулисообразному размещению ряда разновозрастных и однотипных по строению блоков. В области нижнеальпийской складчатости к ним можно отнести Алавердский, Шамшадинский, Карабахский, Кафанский блоки. Так, например, ось локального максимума, соответствующая Алавердскому антиклинорному блоку, расположена в 20—25 км к северу, северо-востоку от осевой части названного блока на участке между сс. Ламбалу и Касумло. В связи с этим можно допустить миграцию Алавердского блока в юг—юго-западном направлении на 20—25 км. Аналогичные данные можно привести и для Шамшадинского и Кафанского блоков (фиг. 1). При этом, перемещение первого из них в юго-западном направлении достигает 25—30 км. Перемещение Кафанского антиклинорного блока в юго-западном направлении составляет 18—20 км. Ось блока расположена в районе гор. Кафана, а локального максимума, соответствующая данному блоку—в районе сел. Кубатли. Любопытно, что оси локальных максимумов, соответствующие указанным блокам, расположены на одной дугообразной

линии северо-западного простирания, в то время как сами блоки, в результате неравномерного перемещения, размещены кулисообразно. Данные о горизонтальном перемещении отдельных блоков имеются в монографии С. П. Бальяна [4].

Следует отметить, что рассматриваемый вопрос является спорным и пока еще слабо подкреплён геологическими данными. Последние сводятся к следующему. Южные границы нижнеальпийских антиклинорных блоков тектонические, часто надвигового характера. Многие из этих блоков (Алавердский, Шамшадинский и др.) имеют асимметричное строение. Так, ядро антиклинориев расположено значительно южнее от их центральной части; на северо-восточных крыльях блоков широко развиты верхнеюрские и меловые отложения, на юго-западных крыльях эти отложения не обнажаются и, по-видимому, скрыты под покровом юрских пород. Южные крылья антиклинориев относительно интенсивно дислоцированы. Шамшадинский блок на южном склоне Мургузского хребта косо покрывает различные горизонты палеогена и мела. Асимметричность четко выражена и в морфоструктуре блоков. Их северо-восточные склоны широкие и в общем довольно пологие, юго-западные же узкие, крутые и нередко обрывистые.

Границы между крупными блоковыми зонами, соответствующие глубинным разломам, на гравитационной карте отражены довольно четко в виде зон высоких горизонтальных градиентов северо-западного простирания. Отметим, что поперечным (антикавказским) границам между некоторыми блоками также соответствуют зоны высоких горизонтальных градиентов (границы Ленинанканского, Западнотазовского, Арагацского, Цахкуняцкого, Алавердского, Севанского, Среднеараксинского и Кафанского блоков). По-видимому, эти поперечные разломы также характеризуются глубоким заложением, что подтверждается геологическими данными [5]. В центральной части Малого Кавказа и в Среднеараксинском прогибе некоторые блоки (Арагацкий, Цахкуняцкий, локальные блоки центральной и восточной частей Среднеараксинской котловины и др.) ограничены со всех сторон сочленяющимися под прямыми углами зонами высоких горизонтальных градиентов.

При обособлении отдельных блоков важную роль играли неотектонические движения, которые в связи с большой активностью верхнеальпийских вертикальных перемещений на данной территории широко проявлены. Неотектонические исследования ряда авторов (Е. Е. Милановский, С. П. Бальян и др.) свидетельствуют об унаследованности этих движений и о значительной интенсивности неотектонических блоковых подвижек различной тенденции. В связи с этим блоковое строение отчетливо проявлено в современном рельефе Малого Кавказа и хорошо выявляется морфоструктурными исследованиями.

Морфометрический анализ показывает, что основные геотектонические области Малого Кавказа различаются особенностями блоковой морфоструктуры и структурными формами рельефа (фиг. 2).

Область неоген-четвертичного вулканизма характеризуется преобладанием круговых морфоструктур, соответствующих вулканическим сооружениям различного размера, вписанных в отдельные более крупные блоки. Последние различаются фоном абсолютных высот вулканических сооружений. Например, резко обособляются блоки Ишхансарский и Бичанакский, где этот фон соответственно равен 3200—3600 м и 2800—2900 м. В отношении крупнейших круговых морфоструктур можно предположить, что они соответствуют глубинным очагам даже в тех случаях, когда с ними не ассоциирует отдельная вулканическая постройка. Например, размеры крупнейших вулканических сооружений (Арагат, Арагац и др.) очень близки к круговым морфоструктурам, расположенным в юго-восточной части вулканического нагорья, где они вмещают несколько отдельных более мелких вулканических сооружений. Блоки меньшего порядка, чем те, в которые вписаны круговые морфоструктуры, в этой области дешифруются с большим трудом, чем в других районах Малого Кавказа. Хорошо проявлены здесь только крупнейшие структурные швы как общекавказского (I, II, IV), так и антикавказского простирания, разграничивающие геоструктурные области. Разломы антикавказского простирания выражены более фрагментарно. Значительно лучше, чем в соседних областях дешифруются субмеридиональные нарушения, проявленные как в ориентировке отдельных структурных форм рельефа, так и цепочками вулканических центров.

Область среднеальпийской складчатости отличается наиболее сложно дифференцированной складчато-блоковой морфоструктурой. Ей соответствует высокогорная часть Малого Кавказа с эрозионно-денудационными формами рельефа. Морфоструктура этой области представлена узкими пластино- и чешуеобразными блоками, вытянутыми согласно простиранию основных складчатых структур. Складчатые деформации отражаются в постепенном нарастании высот вершинного уровня хребтов, в связи с чем в этой области поперечные нарушения с трудом выявляются методом морфологического анализа. На морфоструктурной схеме (фиг. 2) отдельные наиболее выразительные деформации этого рода показаны фрагментами изолиний. Среди других особенностей морфоструктурного плана рассматриваемой области следует отметить разветвление продольных структур к востоку от оз. Севан, выраженные в субширотном простирании Муровдагского и северо-западном простирании Карабахского хребтов. При этом в районе Зодского золоторудного месторождения наблюдается сложный узел, в котором сходятся субширотные и северо-восточные структуры.

Анализ распределения фона абсолютных высот хребтов в продольном направлении показывает наличие сквозных деформаций поперечного направления (северо-восточного более выраженного и субмеридионального — менее отчетливо проявленного). Среди поперечных зон наиболее отчетливо выражены следующие сквозные зоны относительного прогибания: Иджеванская зона, соответствующая одноименному прогибу мелового заложения, находит свое отчетливое выражение как зона

распространения относительно пониженного горного рельефа в придолинной части р. Агстев. В юго-западном направлении на ее простирании уже в пределах вулканического нагорья расположен Разданский прогиб. Таким образом, это одна из наиболее отчетливо унаследованных сквозных структур поперечного направления. Гянджачайская зона выражена в северо-восточной части территории прогибом, приуроченным к долине р. Гянджа-чай, а в юго-западном направлении проявлена фрагментарно прогибами, приуроченными к долинам рр. Арпа и Нахичеван-чай. В центральной высокогорной части Малого Кавказа эта зона затушевана более мощным субмеридиональным поднятием, ось которого намечается в южной части субмеридионально расположенных центров вулканических аппаратов Зангезурского хребта, а в северной части, судя по максимальным абсолютным высотам блоков, несколько смещена в северо-восточном направлении на Дашкесан. Степанакертская зона выражена только на участке Горис-Степанакерт.

Среди зон поперечного сквозного воздымания намечаются следующие: Арагац-Джавахетская, ось которой приурочена к центрам одноименных вулканических сооружений (в пределах Базумского хребта ей соответствует наиболее высокогорная его часть, достигающая высот 3000 м); Тежсар-Шамлугская, ось которой намечается вдоль скрытого сквозного нарушения, описанного ранее [5]; Зодская, о которой говорилось выше (в центре ее расположен Зодский высокогорный узел); Каджаранская, ось которой проходит через г. Каджаран и наиболее высокогорную часть Баргушатского хребта.

Область нижнеальпийской складчатости, охватывающая северо-восточные склоны Малого Кавказа, характеризуется относительно низкогорным слабо дифференцированным в высотном отношении (максимальные высоты практически не превышают 2000 м) рельефом. Блоковая морфоструктура выражена несколько менее отчетливо, чем в предыдущей области, блоки отличаются большей монолитностью. Для Алавердского и Кафанского брахиантиклинорий характерна концентрическая морфоструктура с дугообразными граничными разломами. При этом, вдоль нарушения II^a Кафанская концентрическая морфоструктура разорвана и смещена (фиг. 2).

В наиболее затушеванном виде блоковая морфоструктура проявлена в пределах крупных неоген-четвертичных межгорных грабен-прогибов (Среднеараксинский и Куринский), для которых хорошо дешифруются только бортовые разломы. Менее крупные молодые тектонические депрессии также имеют ярко выраженные бортовые разломы и сами закономерно располагаются в общем морфоструктурном плане главным образом вдоль главнейших продольных и поперечных структурных швов (фиг. 2).

Сопоставляя схему блоковой морфоструктуры Армянской ССР (фиг. 2) со схемой блоковой тектоники (фиг. 3), можно отметить некоторые их общие особенности. Удовлетворительно совмещаются границы блоков продольного плана. Так, четыре главные тектонические линии

(Кармрашен-Джультфинская, Анкаван-Сисианская, Туманян-Мровдагская и Ноемберян-Кировабадская) разделяют главные морфоструктурные области и прекрасно выражены в рельефе системой протяженных линейных элементов и цепочками депрессионных зон, или крупнейших градиентов фоновых высот. Из числа поперечных элементов, выявленных на морфоструктурной схеме и установленных по геологическим данным, совпадают только некоторые—проходящие через Спитак—Апаран, Веди—Варденис, Шахбуз—Горис, а также бортовые разломы Иджеванского прогиба. Выражение последнего в морфоструктурном плане в качестве зоны сквозного относительно пониженного рельефа свидетельствует о тенденциях унаследованности в неотектоническом плане динамики позднемеловых движений. Аналогичным образом подобные тенденции фиксируются для Гянджачайской и Степанакертской зон относительного прогибания.

Юрские антиклинории выражены и в современном рельефе положительными морфоструктурами, центры которых обычно расположены вдоль поперечных зон относительно повышенного рельефа. В палеогеновом синклинории, претерпевшем резкую инверсию в современном рельефе с дифференцированным перемещением отдельных блоков, подобные тенденции унаследованности в поперечном структурном плане могут быть обнаружены только после детального палеогеографического анализа. Однако уже сейчас обращают на себя внимание некоторые особенности размещения магматических продуктов по отношению к выделенным поперечным зонам относительно повышенного рельефа. Ранее нами было показано на примере Тежсар-Шамлугской сквозной структуры, что она контролирует размещение наиболее крупных магматических тел и рудных объектов в пределах Северо-Западной Армении [5]. На составленной морфоструктурной схеме выявлено еще несколько аналогичных зон, проходящих через Дилижан—Марнеули и Базарчай—Дашкесан. Последняя из них прекрасно выражена как зона сквозного относительно приподнятого рельефа, вдоль южного отрезка которой расположены центры вулканов, а в северной части—значительные плутонические массивы, внедрившиеся на протяжении раннеальпийского цикла развития. Интересно отметить, что к этой же зоне приурочены рудные объекты северо-восточной части Малого Кавказа—Зодское золоторудное и Дашкесанская группа полиметаллических месторождений. Дополнительный анализ палеогеографических данных может помочь ответить на вопрос, является ли данная структура долгоживущей сквозной унаследованной зоной повышенной магматической активности, или это молодая наложенная флексура субмеридионального плана, выведшая на поверхность более низкие горизонты альпийского структурного яруса.

Вышеизложенное дает нам основание в пределах Малокавказского мегаантиклинория выделить региональные, обычно удлиненные блоки третьего порядка—по классификации М. А. Фаворской [16], разграниченные глубинными сквозными разломами (структурные швы). Ширина блоков составляет десятки километров, длина до ста километров. В со-



Фиг. 3. Схема блокового строения территории Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа. А. Блоки первичные, не испытавшие обращения (выступы байкальского основания): 1—Цахкуняцкий; 2—Локский. Б. Блоки эпибайкальской консолидации (эпибайкальская квазиплатформа). а—Испытавшие интенсивное прогибание в неоген-четвертичное время (межгорные прогибы грабен-синклинорного типа); 3—Среднеараксинский; 4—Нахичеванский; 5—Куринский. б—Приподнятые обломки квазиплатформы: 6—Урцкий; 7—Садаракский; 8—Аргичинский; 9—Гехинский. В. Блоки нижнеюрского заложения: а—Изометрично-удлиненные антиклинорного типа: 10—Алавердский; 11—Шамшадинский (Шамхорский); 12—Карабахский; 13—Мровдагский; 14—Кафанский; 15—Лачинский. б—Поперечные и широтные синклинорного типа, испытавшие погружение в поздней юре-неокоме и поднятие в палеогене: 16—Болисский; 17—Иджеванский; 18—Дашкесанский; 19—Тоургачайский; 20—Горисский (Гочасский); 21—Разданский. Г. Блоки мелового заложения: а—Изометрично-удлиненные антиклинорного типа, испытавшие погружение в меле и поднятие в палеогене (офиолитовые блоки): 22—Западно-базумский; 23—Восточносеванский; 24—Верхнеакеринский. б—Удлиненные синклинорного типа, испытавшие погружение в меле и палеогене и поднятие в конце палеогена: 25—Спитакский; 26—Кироваканский; 27—Вединский; 28—Ордубадский; 29—Каджаранский; 30—Кельбаджарский; 31—Ехегнадзорский. Д. Блоки молодые (неоген-четвертичные): а—Очаговые (вулканические): 32—Арагацкий; 33—Ахалкалакский; 34—Гегамский; 35—Ишхансарский. б—Наложенные грабен-синклинального типа: 36—Севанский; 37—Ширакский.

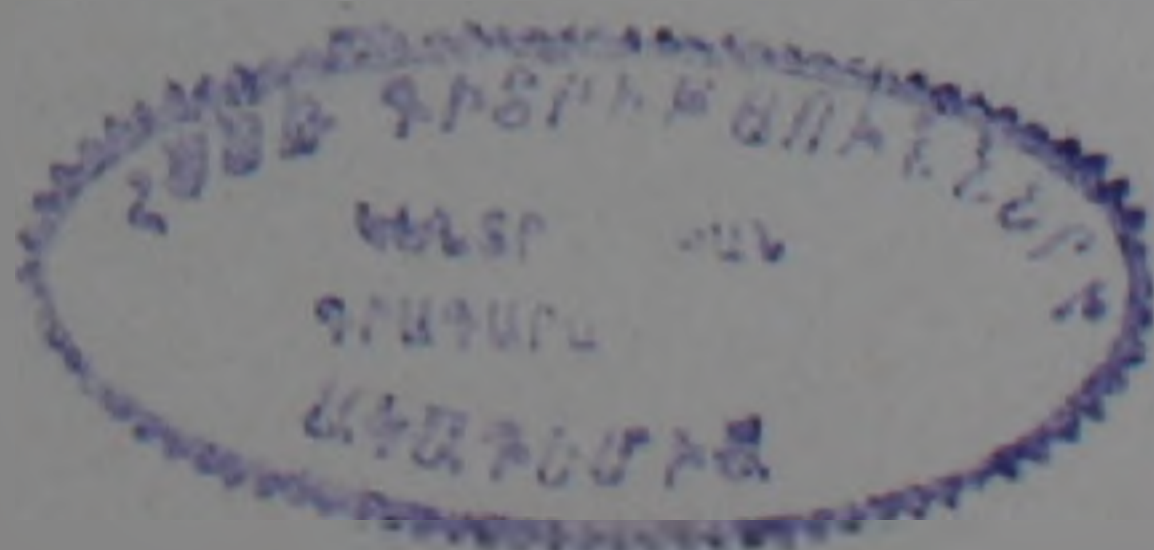
ставе этих блоков обособляются элементарные тектоно-магматические блоки, которые в свою очередь расчленяются на локальные, обычно изометрические блоки низшего порядка. При выделении блоков, помимо размеров и границ, нами учтены также время и характер заложения и дальнейшая история их развития (фиг. 3). При внимательном рассмотрении блоковой схемы видно, что на фоне мозаичного размещения блоков все же отмечается определенная закономерность в их пространственном расположении. Так, например, южные и северные контуры большинства блоков образуют четыре единые линии общекавказского направления (Кармрашен-Джультинская, Анкаван-Сисианская, Туманян-Мровдагская и Ноемберян-Кировабадская). Эти линии вырисовывают границы нижне-среднеальпийских тектонических зон и соответствуют зонам глубинных разломов. Последние играли важную роль в истории нижне-средне-верхнеальпийских этапов развития и формирования современной блоковой структуры региона. Однако, в последнем этапе развития целостность и непрерывность указанных разломов была нарушена и местами смещена поперечными разломами. Заложение последних намечается еще в юре и мелу в виде поперечных границ внутризональных поднятий и прогибов, но до конца палеогена они относительно продольных разломов играли подчиненную роль. Начиная с неогена, роль поперечных разломов в истории развития региона и формирования современной структуры становится более заметной. В связи с этим в неотектоническом этапе развития более или менее единые тектонические зоны еще сильнее были раздроблены и расчленены на отдельные блоки, соответствующие в основном нижне-среднеальпийским внутризональным горст-поднятиям и грабен-прогибам. В современной структуре области сохранились лишь те фрагменты этих зон, которые в верхнеальпийском этапе не испытали обращения. Поэтому нередко блоки одновозрастные и однотипные по истории развития слагают зоны общекавказского направления.

Все это дает нам основание говорить скорее о зонально-блоковом строении современной структуры Малого Кавказа.

Произведенное нами блоковое районирование территории Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа, в основу которого положены морфоструктурные, геологические и геофизические критерии, представляет собой первую попытку такого рода и, естественно, является далеко не совершенным в смысле выбора критериев для выделения блоков и их таксономии. Кроме того, выделение ряда блоков пока что слабо подкреплено фактическим материалом.

Ереванский государственный университет
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР

Поступила 4.X.1972.



Հ. Հ. ՍԱՐԿԻՍՅԱՆ, Ի. Կ. ՎՈԼՉԱՆՍԿԱՅԱ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ՈՒ ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՀԱՐԱԿԻՑ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ
ԲԵԿՈՐԱՅԻՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական լեռնաշխարհի բեկորային կառուցվածքի մասին հիշատակված է դեռևս Ֆ. Օսվալդի աշխատություններում, սակայն հետագա ուսումնասիրություններում այն համարյա մոռացության է մատնվել: Վերջին տարիներին հիշյալ հարցը նորից գրավում է երկրաբանների ուշադրությունը: Այդ կապակցությամբ սույն հոդվածի հեղինակների կողմից կատարվել են կոմպլեքսային երկրաբանական, հնատեկտոնական և մորֆոստրուկտուրային հետազոտություններ: Հաշվի են առնվել նաև երկրաֆիզիկական տվյալները: Մտացվել են նոր, լրացուցիչ փաստացի նյութեր Հայկ. ՍՍՀ տարածքի բեկորային կառուցվածքի մասին: Կազմվել են նշված տարածքի մորֆոստրուկտուրաների և բեկորային կառույցների սխեմաներ: Ընդամենը առանձնացվել են 37 խոշոր բեկորներ, միաժամանակ նշելով դրանց առանձնացման սկզբունքները, առաջացման ժամանակաշրջանը և զարգացման պատմությունը:

Նշելով բեկորային կառույցների ու երկրաֆիզիկական դաշտերի տեղական շեղումների համադրությունից և որոշ երկրաբանական փաստերից, հեղինակները հնարավոր են համարում ստորին ալպիական բեկորների տեղաշարժում հարավ-արևմտյան ուղղությամբ 16—30 կմ ամպլիտուդայով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 4, 1957.
2. Акопян Ц. Г., Оганесян Ш. С. Глубинное строение и магматизм Армянской ССР. Материалы Первого регион. совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Изд. ЦК КП Грузинской ССР, 1969.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
4. Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. «Митк», Ереван, 1969.
5. Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блочное строение северо-западной Армении и особенности размещения магматизма и рудных проявлений. Советская геология, № 8, 1971.
6. Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
8. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Тектоническая карта Армянской ССР. «Митк», Ереван, 1968.
9. Казанчян П. П. Из опыта изучения современных и локальных вертикальных движений земной коры в Армении. Современные движения земной коры, № 2, Тарту, 1965.
10. Мидян А. Г. Роль метаморфического фундамента Малого Кавказа в формировании и размещении рудных месторождений и проявлений Армянской ССР. Научные труды ИИГМИ, вып. IV, 1971.

11. *Оганесян Ш. С.* О связи аномалии силы тяжести с вертикальными движениями земной коры на территории Армянской ССР. Изуч. соврем. движен. земной коры на стационарных геофизич. полигонах, Ашхабад, 1970.
12. *Освальд Ф.* К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавказск. отд. русск. географ. об-ва, кн. XXIX, вып. 2, 1916.
13. *Растворова В. А.* Сопоставление новейших движений и регионального гравитационного поля Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXXV (г), 1960.
14. *Саркисян О. А.* Палеотектонические карты Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа для альпийского этапа развития. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1971.
15. *Симонян Г. П.* О блоковом строении Араратской котловины Армянской ССР. Уч. зап. Ергосурта, естественные науки, № 3, 1969.
16. *Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская И. К., Дежин Ю. П., Кравцов В. С., Фрих-хар Д. И.* Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. «Недра», М., 1969.
17. *Хаин В. Е.* Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Советская геология, № 39, 1949.
18. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. II, Изд. АН Азерб. ССР, 1966.

УДК 552.16.1

А. А. ДЖАФАРОВ

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА И
МЕТАСОМАТИЗМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА¹

Согласно представлениям Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова, Э. П. Изоха и др. о цикличности развития магматического процесса в жизни магматических очагов, дающих начало генетически связанным сериям plutonic и метасоматических пород, выделяются прогрессивный и регрессивный этапы развития магматизма.

Прогрессивный этап тектоно-магматического развития, по данным [2, 3, 4, 10], в пределах Мегринского плутона начинается в нижнем палеозое и связан со сменой геосинклинального режима геоантиклинальным, что сопровождается внедрением основной магмы в породы древней вулканогенно-осадочной толщи.

Развитие магматизма в неоднородной вулканогенно-осадочной толще палеозоя характеризуется ранней гранитизацией, подъемом геоизотерм, увеличением запаса внутренней энергии последовательных продуктов, подчиненной дифференциацией и становлением интрузивных серий от габбро до диорита.

Останцы пород вулканогенно-осадочной толщи доказывают неполную ассимиляцию основной магмы древних пород. Однако эти останцы как на прогрессивном, так и на регрессивном этапах развития магматизма в пределах Айоцзор-Ордубадской тектонической зоны подверглись различным процессам регионального или локального метасоматизма.

Послемагматическая деятельность, включающая магматическую, щелочную, кислотную и позднещелочную стадии метасоматизма, в Мегринском плутоне начинается с момента выделения первых твердых фаз габбро и габбро-диоритовой фации (табл. 1).

Прогрессивный этап магматизма и метасоматизма

А. Магматическая стадия метасоматизма

Метасоматические образования магматической стадии возникают в условиях воздействия магмы на вмещающие вулканогенно-осадочные породы, уцелевшие от полной ассимиляции. Признаками магматической стадии метасоматизма являются процессы замещения низкотемпературных паратенезисов более высокотемпературными и наличие магматических инъекций в метасоматических породах.

¹ Статья печатается в порядке дискуссии.

Схема развития интрузивного комплекса Мегринского плутона

Породы измененного субстрата		Прогрессивный этап развития магматизма и метасоматизма			Регрессивный этап развития магматизма и метасоматизма
Фации и формации		ранний этап развития метасоматизма	средний этап развития метасоматизма		поздний этап развития метасоматизма
1		2	3	4	5
Вулканогенно-осадочная фация		Региональный метасоматизм	Регионально-площадной и зон региональных разломов	Палингенно-метасоматическое гранитообразование в зонах региональных разломов открытого типа	Площадной и локальный метасоматизм
		Магматическая стадия метасоматизма			
	1. Днабаз-порфиритовая субформация (диабазовые порфириты, габбро-диабазы, порфириты, порфиры, другие эффузивы и карбонаты)	Амфиболиты аподиабазовые и апогаббровые	→	Анатектические диориты, гранодиориты, граниты и граносиениты	
		Гранитизированные порфириты	→	Плагиогранит-порфиры	
		Гранофиризированные порфиры	→	Гранофиры	
		Контактные роговики, сланцы, амфиболиты и скарны			

П л у т о н и ч е с к а я ф а з а

1	2	3	4	5
	Щелочной метасоматизм		Кремне-каликатровый метасоматизм	Метасоматизм гидротермальных и ювенильных растворов
2. Габбро и габбро-диоритовая субформация	Ортоклазовые габбро кварцевые и бескварцевые	Габбро-сиениты кварцевые и бескварцевые	Порфировидные гранитоиды (гранодиориты, граниты и сиенито-диориты)	А. Малые интрузии Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и аплитовидные граниты Б. Экструзивные и субэкструзивные образования Андезиты и андезитодацииты В. Пропилитизация Различные ассоциации эпидот-кальцит-кварц-альбитовых метасоматитов Образование месторождений: меди, молибдена, свинца, цинка и золота
	Габбро биотитовые	Габбро-сиениты биотитовые		
	Нефелиновые габбро	Габбро-сиениты нефелиновые Эссекситовые габбро кальцит-нефелиновые Нефелиновые сиениты		
	Сиенито-диориты кварцевые и бескварцевые	Сиениты кварцевые и бескварцевые		
	Кислотный метасоматизм			
	Габбро уралитовое и габбро-диориты	Диориты, монцодиориты		
	Окварцованные габбро диориты	Гранодиориты и монцогранодиориты		
	Габбро окварцованные, граногаббро, кварцевые диориты и тоналиты	Граниты и монцограниты Граниты турмалинизированные Граниты гадингситовые Граниты микроклиновые и микроклинизированные		

В пределах Мегринского плутона развиты формации: а) контактовых роговиков; б) амфиболитов и сланцев; в) известковых и магнезиальных скарнов.

Роговики, амфиболиты и сланцы обычно приурочены к контактам интрузии с эффузивными породами, а также к дайкам гранит и гранодиорит-порфиров и др. Известковые и магнезиальные скарны возникают в контактах с карбонатными породами как реакционные образования. Существенными минералами известковых скарнов являются: гранат, пироксен и эпидот, а магнезиальных—оливин, диопсид, шпинель. Характерно то, что скаполит входит в состав как известковых, так и магнезиальных скарнов. Роговики, амфиболиты и сланцы образовались также в ранние и средние этапы метасоматизма.

Б. Ранний этап развития метасоматизма

Ранний этап метасоматизма Мегринского плутона выражен дебазификацией и гранитизацией пород габбро и габбро-диоритовой интрузии, а также вулканогенно-осадочной толщи палеозоя, что является, как отмечает Д. С. Коржинский [8], результатом волнообразного изменения кислотности высокотемпературных флюидов в прогрессивной стадии магматизма. Повышение кислотности этих флюидов происходит при подъеме их в более низкотемпературную зону, в виде трансмагматических растворов.

Процесс дебазификации пород габброидной формации в ранней стадии развития метасоматизма протекает в условиях регионального щелочно-кислотного метасоматизма.

а) Щелочная стадия метасоматизма

Д. С. Коржинский [8] отмечает, что концентрация окислов щелочных металлов— K_2O и Na_2O , обуславливающая щелочнометальность процессов, является одним из главнейших факторов изменения кислотности растворов, вызывающих метасоматические реакции и рудоотложение. Эти компоненты отличаются значительной подвижностью и их концентрация в растворах в основном зависит от глубинных источников раствора, а не состава вмещающих пород.

Вопрос источника калия при метасоматизме изучался И. В. Довиденко путем физико-химического эксперимента, результаты которого дают возможность предполагать, что выплавление гранитных магм нормального и более основного состава при давлении воды выше 1000 бар должно сопровождаться массовым переходом калия в газовую фазу, которая либо экранируется вмещающими породами по мере продвижения и кристаллизации магмы, обеспечивая позднее образование калиевых полевых шпатов и фельдшпатондов, либо уходит в область пониженного давления кровли и конденсируется, входит в состав растворов и определяет проявление калиевого метасоматизма.

Результаты детального петрографического исследования более чем 6000 шлифов показали, что в пределах Мегринского плутона от палеозойской габброидной интрузии сохранились лишь отдельные небольшие островки, сложенные оливновыми или безоливиновыми габбро. Широким распространением пользуются переходные типы от габбро к сиенитам или нефелиновым сиенитам, через ортоклазовые, биотитовые, нефелиновые и другие разности (табл. 1).

Таким образом, в результате щелочного метасоматизма часть габбро и габбро-диоритов переходит в ортоклазовые, биотитовые и нефелиновые габбро и сиенито-диориты (кварцевые и бескварцевые).

Признаком калиевого метасоматизма является развитие калишпата по плагиноклазу и биотита по плагиноклазу, магнетиту и пироксену. Развитие нефелина по плагиноклазу свидетельствует о повышении окиси натрия при условии недосыщенности кремнием трансмагматических растворов.

б) Кислотная стадия метасоматизма

Изменение кислотности растворов, отмечает Д. С. Коржинский [7, 8], обусловленное активностью подвижных кислот, таких как: HCl , HF , CO_2 , H_2S и H_2SO_4 , так же, как и щелочнометальность, является главным фактором, вызывающим метасоматические реакции и рудоотложение. Кислотность послемагматических растворов может изменяться в результате их реакций с боковыми породами. Кроме того, происходит два типа автономных изменений кислотности восходящих растворов: 1) возникновение опережающей волны кислотности происходит в результате кристаллизации магмы, что приводит к обогащению остаточных флюидов кислотными компонентами, которые вследствие кислотного-фильтрационного эффекта поднимаются в потоке послемагматических растворов; 2) эффективность воздействия волны кислотных компонентов изменяется с удалением от магматического очага и достигает максимума в зонах средних температур.

Воздействием на исходные породы (габбро и габбро-диориты), а также на останцы эффузивных образований трансмагматических растворов, обогащенных кислотными компонентами, обуславливается образование метасоматитов в условиях регионально-кислотного метасоматизма.

В результате регионально-кислотного метасоматизма породы габброидной формации замещаются метасоматитами, имеющими средний состав.

Как видно из таблицы 1, по субстрату габбро и габбро-диоритов развиваются кварцевые и бескварцевые габбро-диориты, уралитовое габбро, граногаббро, тоналиты и кварцевые и бескварцевые диориты; по субстрату габбро-диабазов и диабазовых порфиритов развиваются апогаббровые и аподиабазовые амфибслиты; по субстрату порфиритов и порфиров—гранитизированные порфириты и порфиры; по субстрату ме-

таморфизованных карбонатных и эффузивных пород развиваются роговики, скарны, амфиболиты и сланцы.

В. Средний этап развития метасоматизма

Эволюцию метасоматизма в среднем этапе развития метасоматизма Мегринского плутона, вероятно, следует связывать с развитием складчатых и разрывных структур глубинного заложения, а также явлением палингенно-метасоматического гранитообразования.

Таким образом, в период эоцена (?), в Мегринском плутоне, в условиях средних и малых глубин, от преобладания сжатия или растяжения, эквивалентом палингенно-метасоматического преобразования являются: 1) кремне-калинатровый метасоматизм в пределах надвигового и чешуйчато-надвигового типов и 2) гранитоидный магматизм в пределах разломов открытого типа.

Следует отметить, что кремне-калинатровый метасоматизм среднего этапа в Мегринском плутоне имеет преимущественно региональный характер и охватывает породы габбро и габбро-диоритовой формации и метасоматиты предыдущих этапов развития метасоматизма. Как в раннем, так и среднем этапах метасоматическая переработка интрузивных и эффузивных образований происходит в две стадии—щелочную и кислотную.

1. Кремне-калинатровый метасоматизм в пределах надвигового и чешуйчато-надвигового типов

а) Щелочная стадия метасоматизма

Щелочной метасоматизм в среднем этапе метасоматизма протекает в основном под воздействием растворов, генетически связанных с зонами гранитообразования и трансмагматических растворов, активизированных интрузиями, а также, в меньшей степени, под воздействием ювенильных растворов, генетически связанных с интрузиями.

В результате щелочного метасоматизма по субстрату раннего этапа метасоматизма образуются кварцевые и бескварцевые габбро-сиениты, биотитовые и оливниновые габбро-сиениты, нефелиновые сиениты, кальсилит-нефелиновые эссекситы, а также кварцевые и бескварцевые сиениты (табл. 1).

Процесс щелочного метасоматизма во всех разновидностях габбро-сиенитов выражен более интенсивно и является, существенно, калиевым.

Калишпатизация плагиоклазов в габбро-сиенитах носит неоднородный характер. При этом наблюдается начальная, средняя, конечная и завершающая стадии калишпатизации. Характерно, что в конечную стадию калиевого метасоматизма от крупных кристаллов плагиоклаза остаются лишь реликты, которые обуславливают участками монцонитовую структуру породы. В завершающую стадию калиевого метасоматиз-

ма сохраняются лишь микроскопические реликты плагиноклаза. Калишпатизация часто сопровождается выделением червеобразных зерен кварца (мирмекиты) в плагиноклазе и в стыке между зернами калишпата и плагиноклаза.

Вторым признаком калиевого метасоматизма является развитие биотита по плагиноклазу, магнетиту и по цветным минералам. Биотитизация плагиноклазов приводит к деанортитизации последних, при этом состав их изменяется от лабрадора до кислого андезина (№ 35—36).

В других участках щелочной метасоматизм выражен фенитизацией полевых шпатов исходного субстрата, чем обусловлено образование нефелиновых сиенитов, кальсилит-нефелиновых эссекситов и других.

Процесс фенитизации является одним из видов щелочного метасоматизма, что однозначно согласуется с метасоматитами Мегринского плутона.

Результаты исследования многочисленных шлифов щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов дают возможность схематизировать процессы фенитизации: 1) начальную; 2) раннюю; 3) среднюю; 4) конечную; 5) завершающую или регрессивную стадии.

1. Начальная стадия фенитизации пород габбровой интрузии выражается частичной или полной перекристаллизацией отдельных минералов. При этом: а) происходит деанортитизация плагиноклаза, сопровождаемая возникновением серицита, изредка кальцита; б) развиваются пластинки биотита; в) начинается процесс серпентинизации оливина.

2. Ранняя стадия фенитизации характеризуется натровым метасоматизмом. Обогащенные окислами Na и Al растворы в условиях недосыщенности SiO_2 приводят к образованию нефелина.

3. В средней стадии фенитизации происходит калиевый метасоматизм в условиях досыщенности среды кремнекислотой, что приводит к калишпатизации плагиноклазов.

4. Конечная стадия фенитизации характеризуется кальсилитизацией полевых шпатов. При этом процесс калиевого метасоматизма происходит в условиях недосыщенности растворов кремнекислотой.

5. В завершающую стадию процесса фенитизации возникает ассоциация низкотемпературных минералов. Часть их является продуктами разрушения ранее возникших минералов и образует псевдоморфозы по ним. К таким вторичным минералам относятся канкринит, элеолит, гидроокислы железа.

б) Кислотная стадия метасоматизма

Кислотный метасоматизм среднего этапа метасоматизма охватывает весь комплекс интрузивных и эффузивных образований плутона. Воздействие трансмагматических растворов, обогащенных кислотными компонентами, на породы, развитые в магматической стадии и раннем этапе метасоматизма, обуславливают образование новых типов метасоматитов. Как видно из таблицы 1, в результате кислотного метасоматизма по

субстрату метасоматитов раннего этапа образуются диориты и монцодиориты, гранодиориты и монцогранодиориты, граниты и монцограниты, турмалинизированные, гастингситовые и микроклинизированные граниты, граногаббро, тоналиты и диориты; по субстрату аподиабазовых и апогаббровых амфиболитов—анатектические метасоматиты с весьма варьирующим составом—от диоритов до гранитов и граносиенитов; по субстрату гранитизированных порфиритов—плагнограниты и плагногранит-порфиры; по субстрату гранофиризированных порфиров—гранофиры.

Процесс кислотного метасоматизма в представленных породах выражен развитием кварца и альбита. Кварц в них образует крупные кристаллы (2,3—2,5 мм), которые повсеместно корродируют плагиоклаз. Останцы реликтов плагиоклаза в кристаллах кварца альбитизированы и обуславливают микропойкилитовые структуры породы.

Интенсивное метасоматическое преобразование, т. е. гранитизация аподиабазовых и апогаббровых амфиболитов, осуществлялось при воздействии на них кислотных и позднее—щелочных растворов, источником которых были более поздние палингенно-метасоматические гранитные интрузии.

При начальной стадии гранитизации происходит заметный привнос натрия, несколько более интенсивный, чем привнос калия. При образовании существенно гранитизированных разностей анатектических гранитоидов происходит возрастание калия в растворах до стадии мирмекитизации, когда в условиях понижающейся щелочности растворов натрия начинает приобретать большую активность.

Таким образом, при гранитизации происходит последовательное изменение режима кислотности—щелочности трансмагматических растворов.

На ранней стадии гранитизации, в различных точках аподиабазовых и апогаббровых амфиболитов развиваются очаги гранитизации, где выделяются крупные кристаллы полевых шпатов, кварца и амфибола. Расширение фронта гранитизации в дальнейших стадиях метасоматизма обуславливает полное или почти полное осветление, с образованием гранитоидов весьма различного состава—от диорита до гранита и граносиенита.

Для гранофириров характерно развитие микропегматитовой и микропойкилитовой структур, которые являются результатом перекристаллизации, при наличии ориентирующего субстрата. Это говорит о том, что в кислых эффузивах зарождающиеся кристаллики кварца закономерно ориентировались с ранее разрастающимися кристалликами полевого шпата. Причиной кристаллизации, как отмечает Д. С. Коржинский [6], является стремление вещества создать более крупные кристаллические обособления за счет растворения мелких. На этом основании следует полагать, что вначале мелкие зерна плагиоклаза и микроклина в эффузивах увеличивались в размерах и сливались с крупными зернами, одновременно захватывая мелкие зерна кварца и образуя сростки более круп-

ной микрографической структуры. Затем произошла перегруппировка кварцевых зернышек, вследствие чего часть зерен укрупнилась за счет других и одновременно проявилась закономерная ориентировка кристаллических структур полевого шпата и кварцевых вrostков.

В процессе дальнейшей сегрегации минеральных компонентов, видимо, произошло еще большее обособление кварца. При этом образовалась большая возможность для реализации подвижности элементов (Na, K, Si), вызывающих метасоматическое замещение.

Процесс гранитизации бескварцевых эффузивов выражен закономерным развитием плагиогранит-порфиров с микропойкилитовой структурой основной массы в условиях натрового и кислотного метасоматизма.

Натровый метасоматизм вызывает альбитизацию и перекристаллизацию ранних плагиоклазов. При этом микролиты и лейсты плагиоклаза основной массы более охотно, чем вкрапленники, подвергаются перекристаллизации и альбитизации. Часть кремнекислоты, привнесенная растворами, израсходовалась на образование альбита, а излишек его тут же локализуется в виде обособленных кристаллов кварца. В процессе кристаллизации кварц захватывает зерна ранее образовавшегося альбита, обуславливая микропойкилитовую структуру плагиогранит-порфиров. Незахваченные кварцем кристаллики альбита, в последующих процессах гранитизации, в результате собирательной перекристаллизации слились друг с другом и образовали сравнительно крупные лейсты альбита (порфировидная структура).

2. Палингенно-метасоматический магматизм

В условиях средних и малых глубин, в зависимости от преобладания сжатия или растяжения, синхронно с палингенно-метасоматическим преобразованием в северо-западной части Мегринского плутона проявляется гранитоидный магматизм в пределах разломов открытого типа.

Главной причиной палингенно-метасоматического гранитообразования в северо-западной части Мегринского плутона является развитие общей геотектонической системы региона в эоцене, в олигоцене по И. Г. Магакьяну и С. С. Мкртчяну [10], в результате чего в пределах порфировидной интрузии образуются три зоны тектонических нарушений: Мегригетская, Алунская и Дебаклинская, с интенсивной трещиноватостью [11].

Субстратом палингенно-метасоматического гранитообразования являются породы, образовавшиеся в раннем и среднем этапах развития метасоматизма (породы «монцонитовой фазы», согласно прежним исследователям), останцы которых подтверждают наши взгляды и прежних исследователей.

Следует отметить, что вопрос петрогенеза порфировидной интрузии впервые рассмотрен А. И. Адамяном [1], который подтверждает, что по-

роды ее возникли одновременно с преобразованием существовавших ранее на их месте древних пород.

За кристаллизацией палингенной магмы, т. е. образованием первых твердых фаз, следует стадия магматического замещения, выраженная ороговикованием ксенолитов и местами приконтактовых участков вмещающих пород.

Дальнейшие этапы развития метасоматизма в пределах интрузии заключаются в воздействии на останцы пород субстрата растворов, генетически связанных с зонами гранитообразования, а также растворов, активизированных интрузией.

Растворы с повышенной щелочностью или кислотностью подвергают гранитизации останцы субстрата. А. И. Адамян [1] отмечает, что ксенолиты, в зависимости от условий их нахождения, в той или иной части интрузии подверглись различной степени гранитизации.

При значительной гранитизации ксенолитов развиваются микроклин-пертит и зональный плагиоклаз, а затем большое количество позднего альбита и кварца. Наиболее глубоко гранитизированные ксенолиты имеют расплывчатые контуры и состав их почти полностью сравнивается с составом вмещающей породы. Характерен также процесс собирательной перекристаллизации ксенолитов.

Щелочному метасоматизму подверглись как ксенолиты и ксенокристаллы субстрата, так и порфировобласты зонального плагиоклаза, что свидетельствует о неоднократной активизации растворов.

Микроскопические исследования выявили ранние, поздние и промежуточные стадии калиевого метасоматизма. При этом процесс калишпатизации, как обычно, частично или полностью охватывает кристаллы плагиоклаза, однако в подавляющем большинстве случаев плагиоклаз сохраняется от полного замещения и нередко сопровождается выделением мирмекитовых вростков на границе плагиоклаза и калишпата.

Процесс калишпатизации иногда сопровождается поздним натровым метасоматизмом, характерным продуктом которого является шахматный или облачный альбит в центральной зоне плагиоклаза.

Альбитизация полевых шпатов, по-видимому, относится к аутометасоматическим изменениям породы, что может быть объяснено двояко: 1) изменением состава того же трансмагматического раствора, которым был вызван калиевый метасоматизм, в результате фракционной диффузии [5]; 2) проникновением в закристаллизовавшуюся часть интрузии новых магматических дистиллятов, отличающихся от первой порции относительным преобладанием Na_2O над K_2O .

Регрессивный этап развития магматизма

Поздний этап метасоматизма

Снижение геоизотерм, сокращение запаса энергии очага и последовательных порций магмы в регрессивном этапе магматической дея-

тельности в Мегринском плутоне обуславливают расчленение первичного очага на ряд дочерних очагов и становление малых интрузий, а также субвулканических образований и процессов пропилитизации.

Следует отметить, что процессы метасоматизма позднего этапа в пределах плутона имеют площадное и локальное распространение и проходят под воздействием гидротермальных, ювенильных растворов, связанных с интрузией и частично с эффузивной деятельностью.

Малые интрузии и субвулканические образования связаны с палингенно-метасоматическим магматизмом, при этом малые интрузии гранит и гранодиорит-порфиров, а также аплитовидных гранитов, локализованы почти исключительно в пределах интрузии порфировидных гранитоидов, а субвулканические образования — андезиты и адезито-дациты — в эндоконтактовых частях ее.

В пределах плутона широко проявлены процессы пропилитизации, контролируемые тектоническими структурами. Результаты пропилитизации приводят к развитию метасоматитов эпидот-хлорит-альбитового, хлорит-кальцит-альбитового состава, а также к образованию вторичных кварцитов и кварц-карбонатных жил.

С процессами пропилитизации в Мегринском плутоне, видимо, следует связывать образование месторождений меди и молибдена, свинца и цинка, золота и т. д.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 17.X.1972.

Ա. Ա. ԶԱՅԱՐՈՎ

ՄԱԴՄԱՏԻԿ ԵՎ ՄԵՏԱՍՈՄԱՏԻԿ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ՄԵՂՐՈՒ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Աշխատանքում պարզաբանվում են մագմատիկ և մետասոմատիկ պրոցեսների պրոգրեսիվ և ռեգրեսիվ էտապների դարգացման հարցերը Մեղրու պլուտոնի ինտրուզիվ կոմպլեքսի ձևավորման ժամանակ:

Պրոգրեսիվ էտապում զարգանում են հետևյալ ապարները՝ 1) մետասոմատոգի մագմատիկ ստադիայում՝ կոնտակտային եղջրաքարեր, թերթաքարեր, ամֆիբոլիտներ, սկառներ, անատեկտիտային գրանիտոիդներ, պլագիոկրանիտ-պորֆիրներ և գրանոֆիրներ, որոնք առաջանում են մետասոմատոգի վաղ և միջին էտապներում. 2) մետասոմատոգի ավարտային ստադիայում՝ օրթոկլազային գաբրոներից մինչև սիենիտներ և նեֆելինային սիենիտներ. 3) թթու մետասոմատոգի ստադիայում՝ ուրալիտային և քվարցային դարրոդիորիտներից մինչև գրանիտներ. 4) սիլիցիում-կալինատրումային մետասոմատոգի ստադիայում՝ պորֆիրային գրանիտոիդներ:

Ռեգրեսիվ էտապում զարգանում են մետասոմատոգի ուշ էտապի ապարները, որոնք Մեղրու պլուտոնում ունեն տարածական և տեղական զար-

զացում: Դրանց են պատկանում փոքր ինտրուզիաների ապարները (գրանիտ և գրանոդիորիտ-պորֆիրներ) ապլիտանման գրանիտները և սուբհրաբխային առաջացումները (անդեզիտներ և անդեզիտա-դացիտներ): Մետասոմատոզի ուշ էտապի հետ կապված են պրոպիլիտացման պրոցեսները, որոնց հետևանքով առաջանում են էպիդոտ-բլորիտ-ալբիտային, բլորիտ-կալցիտ-ալբիտային կազմի մետասոմատիտներ, երկրորդային քվարցիտներ, քվարց-կարբոնատային երակներ և պղնձի, մոլիբդենի, կապարի, ցինկի, ոսկու հանքավայրեր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. И. Об образовании полевошпатовых вкрапленников и порфировидных гранитов Мегринского района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
3. Багдасаров Э. А., Василевский М. М., Казицын Ю. В., Москалева С. В., Рудник В. А., Рундквист Д. В., Суслов Г. И., Черепанов В. А. Метасоматизм, его место в истории геологического развития земной коры. «Проблемы метасоматизма», «Недра», М., 1970.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
5. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
6. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении магматогенных рудных месторождений». Изд. АН СССР, 1955.
7. Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Тр. II Всесоюзн. петрограф. совещания. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». ГНТИз, 1960.
8. Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. «Проблемы метасоматизма», «Недра», М., 1970.
9. Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. Тр. I Всесоюзн. петрограф. совещания. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1955.
10. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
11. Таян Р. Н. Новые данные о геологическом строении интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 3, 1963.

УДК 553.499 (571.1)

Р. А. ТОРОСЯН, Г. М. АРСЕНЯН

О ГЕНЕЗИСЕ И ПЕРСПЕКТИВАХ РТУТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАНГЕЗУРСКОГО ХРЕБТА

Управлением геологии Совета Министров Армянской ССР при проведении шлиховой съемки на территории республики за последние годы выявлено много аномальных площадей на ртуть. В этом отношении большой интерес представляют восточные склоны центральной части Зангезурского хребта. Здесь, в верховьях правобережных притоков р. Воротан — ручейков Тту-джур и Анкабер, в 1967 году шлиховой поисковой партией, руководимой А. Г. Мидяном, были выявлены коренные выходы ртутьносных гидротермально измененных пород, что и явилось основанием для проведения более детальных поисковых работ в последующие годы.

На основании анализа имеющегося фактического материала и личных исследований авторы данной статьи делают попытку осветить некоторые вопросы геолого-структурных особенностей генезиса и перспектив ртутьносности центральной части Зангезурского хребта.

Восточные склоны центральной части Зангезурского хребта (от Терпского до Сисианского перевала) сложены вулканогенно-осадочными породами эоцена, олигоцена и мио-плиоцена, которые залегают резко несогласно друг над другом. В структурном отношении район входит в эвгеосинклинальную зону Центральной Армении и находится на границе с Приараксинской миогеосинклинальной зоной. Учитывая характер фаций, условия залегания и текстурно-структурные особенности разновозрастных пород, слагающих данный район, можно на этой территории выделить три структурных яруса.

Нижний ярус включает породы эоценового возраста, которые характеризуются линейной складчатостью северо-западного простирания. В них широко проявлены процессы региональной пропилитизации. Они прорываются интрузиями габбро-диоритовой формации (габбро, диориты, монзониты, граносиениты). Данный структурный ярус формировался в период прогибания геосинклинального трога, заложенного в нижнем эоцене, и последующей инверсии и складчатости накопленных вулканогенно-осадочных толщ (геосинклинальный этап развития).

Средний структурный ярус сложен вулканогенно-осадочными породами олигоцена и миоцена, которые дислоцированы значительно меньше и образуют брахискладки. В нижней части разреза яруса основную роль играют эффузивы андезито-дацитово-гранитовой формации, сменяющиеся местами щелочной трахиандезитовой формацией. Разрез яруса венчается континентальными терригенно-обломочными образованиями. В вул-

каногенных породах яруса широко развиты вторичные кварциты. Интрузивный магматизм представлен гранодиоритовой и трахиандезитовой формациями малых глубин. Этот период развития района охватывает этапы заложения и установления орогенного режима. Сначала формировались гряды вулканических островов, разделенных небольшими прогибами, которые впоследствии замыкались до полной инверсии, после чего начались пенепленизация региона и накопление грубообломочной континентальной, плохо литофицированной толщи.

Верхний структурный ярус включает породы послемiocенового возраста, которые образовались в период , позднего орогенеза и залегают почти горизонтально или образуют стратовулканы. Этот период знаменуется широким проявлением периодических дифференциальных глыбовых движений на фоне интенсивного поднятия всего Армянского нагорья. В начале плиоцена на границе разнотипных тектонических зон (Приараксинской многоосинклинальной и Армянской эвгеосинклинальной) обновлялся глубинный разлом, игравший роль магмопроводящего канала. В этот период формировалась мощная толща, сложенная в нижней части кислыми эффузивами и их пирокластами с экструзиями липаритов, в верхней части — дацитами, андезитами и андезито-базальтами с субвулканическими телами дацитов и диорит-порфиритов. В породах этого структурного яруса развиты вторичные кварциты.

Макроскопически видимая минерализация ртути в пределах восточных отрогов центральной части Зангезурского хребта установлена пока только в породах верхнего структурного яруса. Ртутная минерализация в виде рассеянных мелкозернистых вкрапленников, примазок, нитевидных прожилок и гнезд киновари с метациннабаритом приурочена к центральным частям зон гидротермально измененных пород. Последние имеют линейный характер, расположены кулисообразно и контролируются разрывными нарушениями северо-западного простирания ($300-310^\circ$). Отдельные поля гидротермально измененных пород, при ширине около 100 м, прослеживаются на расстоянии до 2 км. Общая протяженность полосы гидротермально измененных пород достигает 10 км.

Характер гидротермального изменения исходных пород во всех зонах однотипный. Центральная, наиболее измененная часть, сложена темно-серыми, высокопористыми тонкозернистыми вторичными кварцитами, содержащими вкрапленность пирита. Здесь порфировые выделения и микролиты плагиоклаза, роговой обманки, клинопироксена и биотита полностью выщелочены, вследствие чего порода приобрела губковидную текстуру. Основная масса частично замещена кварцем (размеры зерен менее 0,01 мм) и очень тонкорассеянным пиритом, чем обусловлена темная, почти черная окраска породы. Как правило, на стенках пустот прирастают кристаллы хрусталеvidного кварца (до 2,0 мм в длину), цеолиты и киноварь. Далее прослеживается зона алунитовых кварцитов. Здесь алунит образует таблитчатые зерна, размером около 0,01 мм и в некоторых случаях около 0,03 мм (в случаях замещения порфировых выделений плагиоклаза). Встречаются также отдельные зерна киновари

Известия, XXVI, № 4—3

неправильной конфигурации, которые замещаются алунином. Цвет породы значительно светлее и она характеризуется реликтовой порфировой текстурой. Следующая зона сложена кварцем, пиритом и гидрослюдами. В ней выделяются две подзоны: внутренняя — каолинитовая и внешняя — монтмориллонитовая. Породы внутренней подзоны светлые, почти белые, имеют массивную или реликтовую порфировую текстуру. Метасоматиты второй подзоны имеют синеватый или зеленоватый цвет и нередко рассекаются нитевидными прожилками кварц-пиритового состава, которые содержат редкие зерна сфалерита. В самых периферических частях полей гидротермально измененных пород наблюдается замещение пироксена хлорит-карбонатным агрегатом, биотит серицитизирован, магнетит замещен пиритом и развиты неправильные или сферически концентрические агрегаты халцедона. Содержание пирита во всех зонах гидротермально измененных пород довольно постоянное (10—12%) и лишь периферическая зона немного беднее (5—7%).

По мощности отдельных полей гидротермально измененных пород наблюдается определенная закономерность в распределении ряда элементов (K, Na, Pb, Zn, Cu, Sn, Co, Ni, Mo, Hg, Sr). От периферии к центральной части наблюдается сначала увеличение, а затем уменьшение содержания большинства перечисленных элементов. При этом точки экстремумов содержаний отдельных элементов располагаются в разных зонах метасоматической колонки. Максимальными содержаниями Na и Sr характеризуется подзона кварц-монтмориллонитовых, K — зона кварц-каолинитовых и кварц-алунитовых, Zn, Cu, Co, Ni, Mo — зона кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Содержание Sn постоянно во всех зонах и минимально в центральной монокварцевой зоне. Последняя характеризуется максимальным содержанием Hg и Pb, количество которых неуклонно растет от периферических к центральным частям полей гидротермально измененных пород.

Характер фаций (наличие кварц-алунитовой, кварц-каолинитовой ассоциаций и отсутствие пиррофиллита и эпидота), текстурно-структурные особенности гидротермально измененных пород, а также их геологоструктурное положение указывают на приповерхностные условия формирования ртутоносных зон, которые затронуты эрозией незначительно.

Минералого-геохимические особенности и смена фаций гидротермально измененных пород района позволяют отнести их к сольфатарным аргиллитам, аналогичным гидротермально измененным породам сольфатарных полей Камчатки и Курильских островов (с той разницей, что у нас отсутствуют опалиты), физико-химические условия формирования которых исследованы довольно детально [2, 3, 4]. Очевидно, наибольший интерес представляют сведения Н. А. Озеровой и др. [4] о ртутном рудообразовании на вулкане Менделеева острова Кунашир и Г. М. Власова и др. [1], описавших особенности генезиса ртутных рудопроявлений Срединного Камчатского хребта. Учитывая данные этих исследователей и наш конкретный материал, генезис ртутной минерализации центральной части Зангезурского хребта можно представить в следующем виде.

Как гидротермально измененные породы, так и содержащаяся в них ртутная минерализация, генетически тесно связаны и образовались вследствие поствулканической деятельности газогидротерм, имевшей место после излияния андезитовых лав нижнего потока разреза верхнего структурного этажа и до излияния следующей порции лав. После излияния лав первого потока, видимо, началась фумарольная деятельность палеовулкана, сопровождаемая отдельными взрывами, приводившими к образованию туфового пласта. Поднимавшиеся с глубины газогидротермы вследствие смешивания с метеорными водами охлаждались, превращаясь в парогидротермы. Так как смена минеральных фаций по мощности зон гидротермально измененных пород указывает на повышение кислотности воздействующих растворов в направлении к центральной части, можно предположить, что одновременно происходило окисление сероводорода и образование агрессивной серной кислоты, которая подвергла выщелачиванию породу вблизи трещин. Часть выщелоченных компонентов подхватывалась инфильтрирующей струей и выносилась в более высокие горизонты, а другая (очевидно незначительная) часть диффундировала в горизонтальном направлении и осаждалась в некотором удалении от растворопроводящей трещины, вокруг которой образовалась колонка метасоматически измененных пород на фоне понижения температуры и кислотности гидротермальных растворов. Во времени происходило увеличение мощности выщелоченной зоны и разрастание тыловых зон метасоматической колонки на передние.

В этот период сольфатарной деятельности (прогрессивная стадия) ртуть, как легкоподвижный элемент, мигрировала в более высокие горизонты и рассеивалась в боковых породах, чем и обусловлено высокое ее содержание в андезитах нижнего потока (выше $1,4 \cdot 10^{-4} \%$). Большинство других рудных элементов мобилизовалось гидротермами из вмещающих пород и отлагалось в той или иной зоне метасоматической колонки. Высокое содержание серы в просачивающихся гидротермах обеспечило почти полную неподвижность железа, связывая его в пирите. На каком-то этапе сольфатарной деятельности, когда она шла к затуханию, началась регрессивная стадия метасоматизма и наложение минеральных ассоциаций передних зон метасоматической колонки на тыловые. В этот же период отлагалась основная масса ртути в виде киновари в ассоциации с хрусталевидным кварцем и цеолитами в трещинах и пустотах монокварцевой, кварц-алунитовой и кварц-каолинитовой зон. Судя по хорошо ограниченному, довольно крупному и хорошо сохранным кристаллам киновари и кварца, можно предположить, что этот продуктивный период имел значительную продолжительность, а минералообразование происходило в довольно спокойных условиях.

Минералого-геохимические и генетические особенности ртутоносных зон восточных склонов центральной части Зангезурского хребта позволяют считать их аналогами вулканогенных ртутных месторождений Стимбоот-Спрингс, Сольфур-Бенк (США), Монте-Амиата (Италия), Менделеева (СССР, Курильские острова).

Учитывая то, что первые три рудопроявления являются перспективными, а также здесь весьма благоприятное геолого-структурное положение (на границе двух геотектонических зон, вдоль глубинного разлома), генетическую связь минерализации с андезито-дацитовою формацией и значительные размеры ртутоносных зон, мы считаем, что район представляет большой интерес. Здесь перспективными являются не только породы верхнего, но, очевидно, и породы нижних двух структурных ярусов. В них могли образоваться благоприятные структуры на участках, прилегающих к жерлам вулканов верхнего структурного яруса, где могло бы осаждаться значительное количество ртути, как это имеет место в месторождениях Монте-Амиата. Особо перспективными надо считать грубо-обломочные, плохо литифицированные, континентальные образования вохчабердской свиты.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 6.II.1973.

Ռ. Ա. ԹՈՐՈՍՅԱՆ, Դ. Մ. ԱՐՍԵՆՅԱՆ

ԶԱՆԳԵՂՈՒՐԻ ԼԵՈՆԱՂԹԱՅԻ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՀԱՏՎԱԾՈՒՄ ՍՆԴԻԿԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԱՌԱՋԱՏՄԱՆ ԵՎ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Զանգեղուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական հատվածում (Թերփի լեռնանցքից մինչև Սիսիանինը) պլիոցենի հասակի հիդրոթերմալ փոփոխված անդեզիտներում և անդեզիտա-դացիտներում հայտնաբերված է կինովարիցան, երակիկներ և բներ, ինչպես նաև մետացինաբարիտ: Հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների դաշտերն ունեն գծային բնույթ, մինչև 100 մ. հզորության դեպքում ձգվում են ավելի քան 2 կմ, դասավորված են կուլիսաձև և վերահսկվում են հյուսիս-արևմտյան ուղղությամբ ունեցող խախտումներով: Հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների առանձին դաշտերի կենտրոնական մասերից դեպի ծայրամասերը հայտնաբերվել է միներալային ֆացիաների հետևյալ հերթափոխությունը՝ մոնոքվարցային, քվարց-ալունիտային, քվարց-կաոլինիտային, քվարց-մոնտմորիլոնիտային, քլորիտ-կարբոնատ-խալցեդոնային: Սնդիկը, բյուրեղապակենման քվարցի և ցեոլիտների հետ համակցվող կինովարի ձևով, կուտակվում է հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների դաշտերի կենտրոնական մասերում:

Հետազոտվող սնդիկաբեր ապարների միներալոգո-գեոքիմիական առանձնահատկությունները թույլ են տալիս այդ ապարները դիտել որպես սուլֆատարային արգիլիտներ, որոնք առաջացել են պլիոցենյան հրաբխային արտավիժումների ընթացքում, անդեզիտային լավաների արտավիժումից հետո տեղի ունեցած ֆումարոլային գործունեության հետևանքով:

Ընդհանուր առմամբ Զանգեղուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական հատվածում հանդիպող սնդիկի հանքայնացումը շատ նման է Ստիմբոտ-Սպրինգս,

Սուլֆուր-Բենկ (ԱՄՆ), Մոնտե-Լիմիտա (Իտալիա) և Մենդելևսկի (ՍՍՀՄ, Կուրիլյան կղզիներ) հանքավայրերին: Սրա հետ մեկ տեղ հաշվի առնելով ուսումնասիրվող շրջանի շափազանց բարենպաստ երկրաբանա-ստրուկտուրային պայմանները՝ խորրային խախտման առկայությունը գեոտեկտոնական երկու տարբեր խոշոր գոտիների միջև, հանքաքեր հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների դաշտերի զգալի չափերն ու նրանց աննշան էրոզիան, հեղինակները հանգում են այն եզրակացությանը, որ Զանգեզուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական մասերը սնդիկի հանքավայրեր հայտնաբերելու տեսակետից ունեն մեծ հեռանկարներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Власов Г. М., Василевский М. М., Жезалов Ю. В. Геологические условия нахождения и особенности генезиса ртутных рудопроявлений Срединного Камчатского хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, т. 1, Л., 1959.
2. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
3. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР, 1963.
4. Озерова Н. А., Айдинян Н. Х., Добровольская М. Г., Шпетеленко М. А., Мартынова А. Ф., Зубов В. И., Лапутина И. П. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова). Геол. руд. м-ний, т. 11, № 5, 1969.

УДК 550.384.3

Ц. Г. АКОПЯН, В. В. НАГАПЕТЯН, Г. В. РАССАНОВА, Ю. П. СКОВОРОДКИН

СЕЙСМОМАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ НА ЗАНГЕЗУРСКОМ ПОЛИГОНЕ

Выяснение связи между сейсмическими и магнитными явлениями является одной из важнейших проблем геофизики. Исследованиям магнитного эффекта землетрясений в Советском Союзе, Америке и Японии были посвящены многочисленные работы [2, 3, 4]. Изучение локальных вариаций геомагнитного поля показало, что в сейсмически активных районах в некоторых случаях существуют изменяющиеся во времени магнитные аномалии.

Результаты многочисленных лабораторных исследований показывают, что образцы горных пород, обладающие магнитной восприимчивостью χ_0 и остаточной намагниченностью $I r_0$, под влиянием давлений ΔP изменяют свои свойства на величины:

$$\Delta \chi = \beta \cdot \chi_0 \cdot \Delta P \text{ и } \Delta I r_0 = \gamma \cdot I r_0 \cdot \Delta P,$$

где
$$\beta = \frac{1}{\chi_0} \frac{d\chi}{dP}, \quad \gamma = \frac{1}{I r_0} \frac{d I r_0}{dP}.$$

P — давление.

Таким образом, по изменению намагниченности горных пород под давлением можно оценить ожидаемое изменение геомагнитного поля из поверхности Земли под влиянием тех или иных тектонических процессов на глубине. Достижения в области теоретических и экспериментальных исследований по изучению зависимости магнитных свойств горных пород от давлений за последние годы позволили произвести расчет величины сейсмомангнитного эффекта, исходя из конкретных условий проявления сейсмических событий.

В настоящей работе дается оценка сейсмомангнитного эффекта Зангезурского землетрясения 1968 г. Пользуясь заданным распределением напряжений в районе очага, данными лабораторных исследований пьезомагнитных особенностей горных пород, слагающих изучаемый район, и имея параметры очага землетрясения, можно вычислить локальные вариации геомагнитного поля, которые появляются из-за изменения давления в горных породах. В зависимости от ориентации сброса относительно направления намагниченности горных пород можно построить графики сейсмомангнитных аномалий горизонтальной, вертикальной составляющих и полного вектора поля. Сейсмомангнитный эффект, связанный с освобождением давлений вдоль поперечного сдвига, происшедшего под углом Φ к направлению намагничивания горных пород, подобен по-

явлению погруженного горизонтального диполя, ориентированного под углом $2\varphi \pm \frac{\pi}{2}$.

Коренными породами, выходящими на дневную поверхность в районе Зангезурского землетрясения 1968 г., являются интрузивные породы Баргушатского хребта, которые геологи относят к третичному возрасту. Кроме того, в пределах этого хребта имеются, по-видимому, и более древние интрузии.

Гехи-Гярдский интрузивный массив, к которому приурочен эпицентр землетрясения 1968 года, протягивается по южному склону Баргушатского хребта. Массив прорывает осадочные образования палеозоя и вулканогенную толщу эоцена.

Исследуемый район является сейсмически активной областью. По карте сейсмического районирования СССР он входит целиком в 8-балльную зону сейсмической опасности [1].

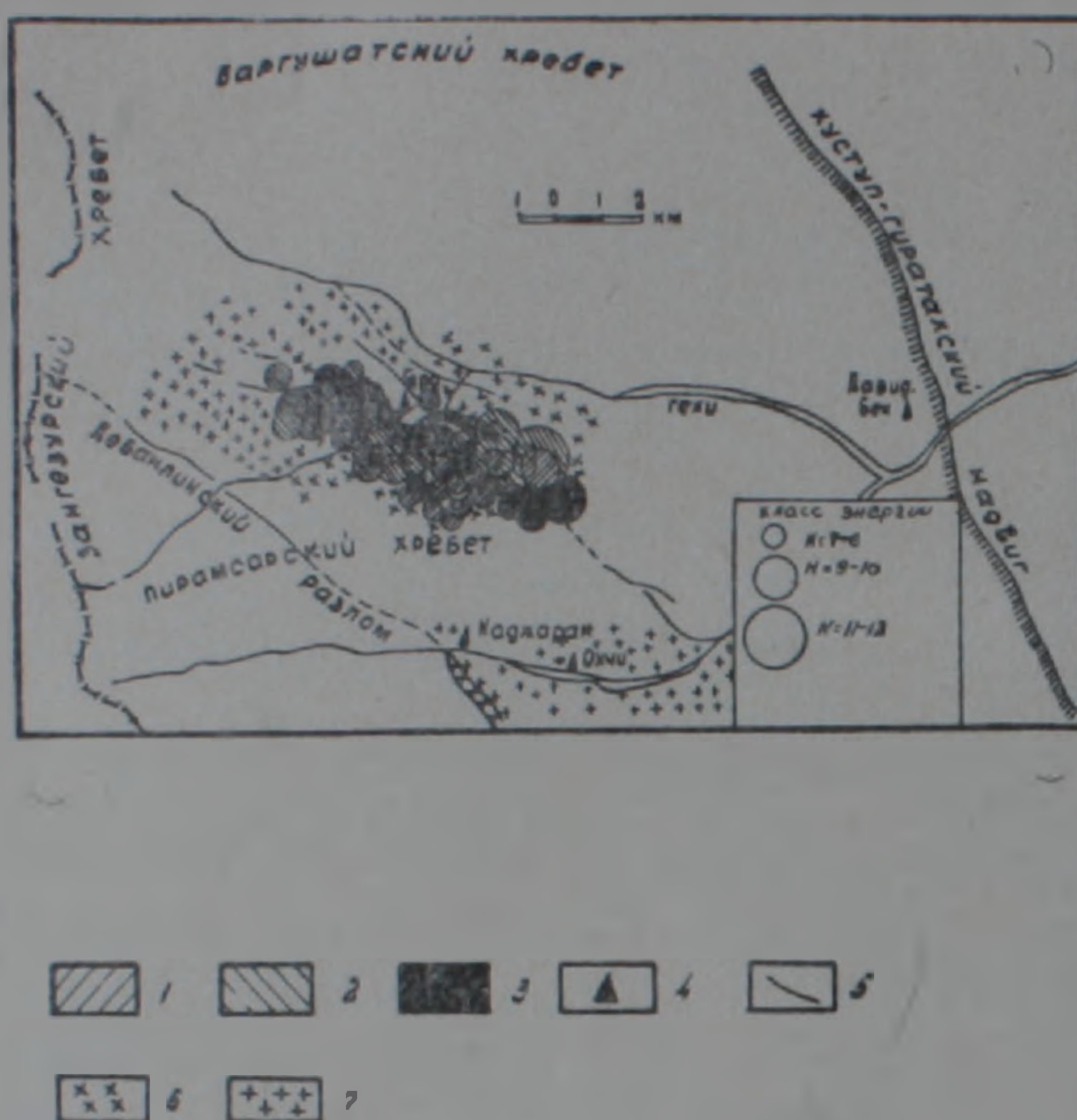
Район находится на Зангезурской тектонической ступени, заключенной между крупными разломами: Дебаклинским разломом на западе и Хуступ-Гиратахским—на востоке, и содержит ряд тектонических нарушений различных направлений. Основными среди них являются Лернадзорский, Карсский разломы северо-западного простирания и Чайкендская полоса повышенной тектонической напряженности. Через Гехи-Гярдский массив почти в субширотном направлении проходит разлом глубинного заложения. Разрывная зона Зангезурского землетрясения 1968 г. близка к узлу пересечения названных тектонических нарушений (фиг. 1).

Лабораторные исследования поведения магнитной восприимчивости χ и остаточной намагниченности I_r горных пород Зангезурского полигона под давлением и при повышенных температурах проводились на установке, сконструированной и изготовленной в ИФЗ АН СССР. Установка позволяет измерять начальную магнитную восприимчивость в направлении оси сжатия образца и под углом к оси сжатия, а также вертикальную и горизонтальную составляющие вектора остаточной намагниченности. Измерения проводились в различных интервалах давлений, температур и в магнитных полях различной величины.

Фазовый состав ферромагнитных фракций образцов изучался на термомагнитометре, изготовленном в ИФЗ.

Так как горные породы сейсмоактивных районов неоднократно подвергаются действию напряжений, сейсмомангнитный эффект должен быть обусловлен, главным образом, обратимыми изменениями остаточной намагниченности I_r и магнитной восприимчивости χ в зависимости от давлений.

Как показали эксперименты, изменения $I_r(P)$ и $\chi(P)$ могут содержать обратимую и необратимую части. Необратимые измерения всегда максимальны при первом наложении и снятии давления. При повторных наложениях и снятии давления, не превышающего первоначальное, необратимые изменения стремятся к нулю, и основную



Фиг. 1. Карта эпицентров афтершоков Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г., по данным Д. Н. Рустановича. 1 — глубина очага 2—3 км; 2 — глубина очага 4—5 км; 3 — глубина очага 6—7 км; 4 — сейсмические станции; 5 — разломы; 6 — гранодиориты; 7 — порфириновые гранодиориты.

роль играют обратимые изменения. Исходя из этих соображений, нами была выработана соответствующая методика исследований поведения остаточной намагниченности I_r и начальной магнитной восприимчивости χ_0 . Вначале образец подвергается максимальному сжатию $P_{\text{макс}}$. После этого давление снимается и измеряются величины магнитных характеристик.

Затем образец подвергается последовательному нагружению и разгрузке по схеме:

$$0 \rightarrow P_1 \rightarrow P_2 \rightarrow P_3 \rightarrow \dots P_{\text{макс}} \rightarrow \dots P_1 \rightarrow 0.$$

Замер I_r и χ производится для каждого фиксированного значения давления.

Кроме того, были проведены исследования обратимых изменений магнитных характеристик образца по другой схеме:

$$0 \rightarrow P_1 \rightarrow 0 \rightarrow P_2 \dots \rightarrow P_{\text{макс}} \rightarrow 0.$$

Величина магнитной восприимчивости χ замерялась соответствующими датчиками по двум направлениям: параллельно оси сжатия и перпендикулярно.

Температурные исследования проводились следующим образом: нагретый до определенной температуры образец предварительно выдерживался 30 минут при этой температуре, а затем подвергался давлению. Нами были выбраны температурные интервалы: 20, 150, 300 °C.

При изучении фазового состава ферромагнитных фракций было установлено, что все образцы Зангезурского полигона, представляющие интрузивные породы, характеризуются высокой точкой Кюри. Поэтому в первом приближении можно предположить, что магнитоактивный слой распространяется на значительную глубину и что очаг землетрясения 1968 г. находится в магнитоактивном слое.

Исследования χ и I_r под давлением показали, что интрузивные породы Зангезурского полигона, представленные аплитовидными гранитами, гранодiorитами, габбро-diorитами и диоритами, обладают значительно большими коэффициентами β , γ , чем эффузивные породы Ахурянского и Гарнийского районов.

Величина χ колеблется в пределах от $520 \cdot 10^{-6}$ СГС до $2910 \cdot 10^{-6}$ СГС. Величина β изменяется в пределах от $1,2 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см}^2}{\text{кг}}$ до $3,3 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см}^2}{\text{кг}}$.

Коэффициент β уменьшается при повышении температуры от 20 до 300°C в пределах от 5 до 30%.

Величина I_r для образцов Зангезурского полигона колеблется в пределах от $60 \cdot 10^{-6}$ СГС до $6550 \cdot 10^{-6}$ СГС. Величина γ близка к $3,7 \cdot 10^{-6}$ СГС и при повышении температуры до 300°C значительно уменьшается. Характер изменения $I_r(P)$ позволяет предположить существование у образцов вязкой намагниченности. Согласно результатам исследований образцы пород изучаемого района обладают достаточно большой скоростью роста вязкой намагниченности, поэтому можно предположить, что в течение времени между двумя последовательными сейсмическими событиями может образоваться значительная по величине вязкая намагниченность, а ее изменения под действием напряжений могут дать вклад в сейсмомангнитный эффект.

Расчет сейсмомангнитного эффекта

С помощью сети сейсмических станций сейсмологами ИГИС АН Арм. ССР и ИФЗ АН СССР была выявлена эпицентральная зона Зангезурского землетрясения 1968 года. Протяженность и направленность главного тектонического нарушения Зангезурского землетрясения характеризуются зоной длиной в 8—9 км и шириной до 3 км, простирающейся полосой в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Таким образом, для расчета мы приняли L -длину зоны разрыва, равной 8 км. По методике А. В. Введенской, В. И. Широкова провела определения напряженного состояния и возможных направлений плоскостей разрыва для землетрясения 1968 года. Ось сжатия ориентирована почти меридионально. Азимут ее составляет 347°. Угол наклона к горизонтальной плоскости близок к 12°.

Наиболее вероятной плоскостью разрыва является плоскость почти широтного простирания, направление которой соответствует простиранию эпицентральной зоны. Глубина фокальной разрывной зоны опреде-

ляется по сейсмическим данным от 2 до 7 км. Для наших расчетов взята средняя глубина — 5 км.

Максимальное избыточное снятое напряжение в эпицентре землетрясения P_0 берется равным $100 \frac{\text{кг}}{\text{см}^2}$ согласно результату подсчета по формуле:

$$P_0 = \frac{4}{\pi} \sqrt{\frac{L}{Z_0}} \cdot \frac{M}{(L \cdot Z_0)^{3/2}}, \quad (1)$$

где L — усредненная длина разрыва, Z_0 — средняя глубина очага главного толчка и афтершоков землетрясения, M_0 — сейсмический момент, определяемый графически по величине магнитуды, определенной сейсмологами. Для главного толчка Зангезурского землетрясения 1968 г. магнитуда равна 5.

Напряжения, действующие в процессе землетрясений, сильно меняются, и любое аналитическое представление их является большим упрощением из-за невозможности точного представления реального распределения тектонических напряжений. Тем не менее простая теоретическая модель напряжений является вполне применимой для вычисления формы и величины сейсмомангнитной аномалии, которую мы можем ожидать в натуре.

Модель, принимаемая нами, является простым сбросом в породах, представляющих собой однородное, изотропное по механическим свойствам тело. Это согласуется с данными, полученными сейсмическими методами и приведенными выше.

Сброс простирается от поверхности вниз до слабого слоя, который не выдерживает поперечного давления; предполагается, что распределение давлений по вертикали является постоянным в рассматриваемой области, поэтому задача сводится к двумерной (в системе координат x, y).

Мы рассматриваем поперечный сброс вдоль оси x координатной системы x, y . Во время землетрясения движение направлено вдоль направления $\frac{L}{2} < x < \frac{L}{2}$. Освободившееся давление в месте сдвига имеет максимальную величину P_0 в фокусе ($x=0, y=0$), уменьшается к краям и равно нулю в конечных точках движения. Этим условиям удовлетворяет простое аналитическое выражение для P :

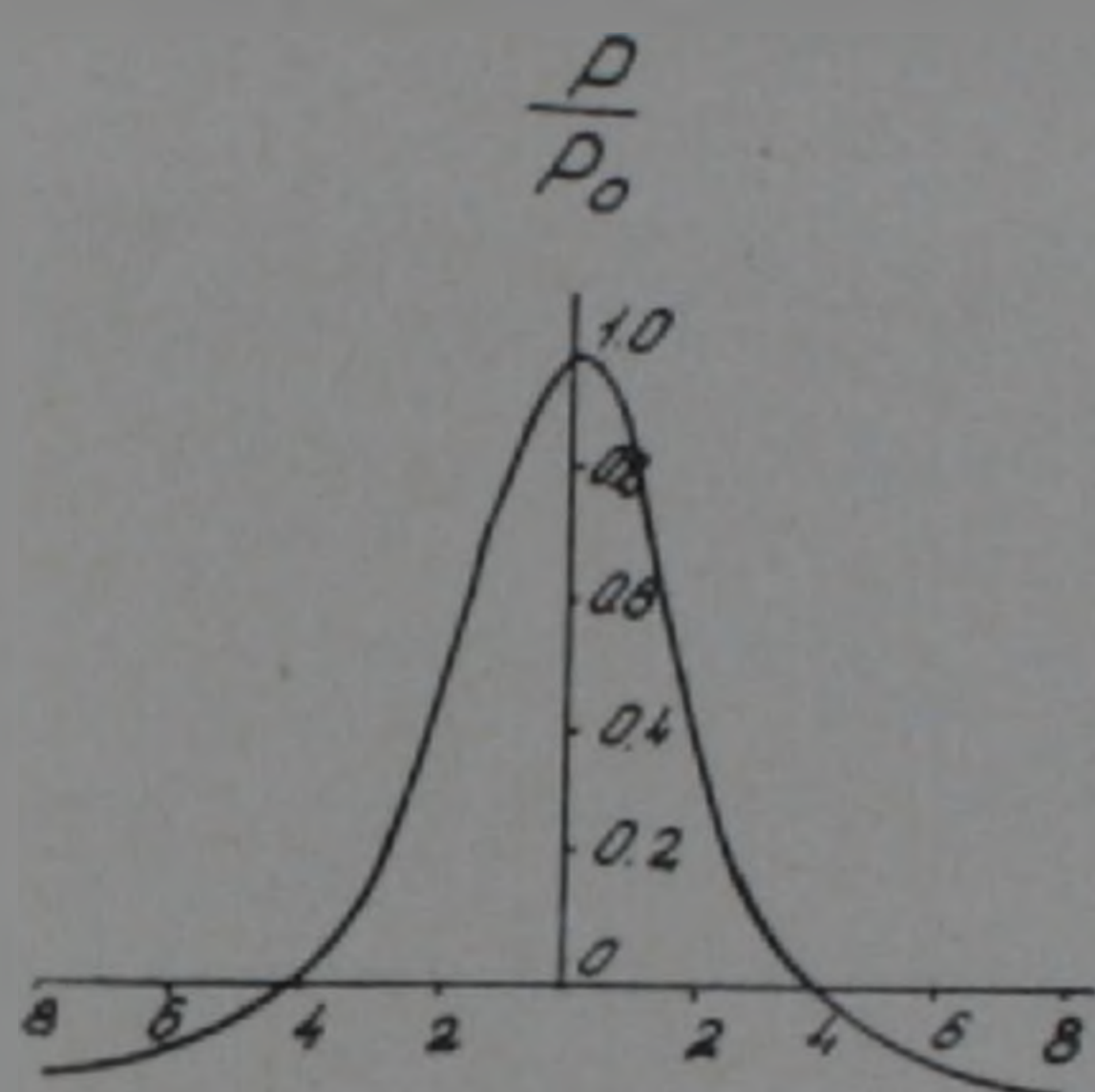
$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{L}{2}\right)^2 \frac{\left(\frac{L}{2}\right)^2 + y^2 + x^2}{\left[\left(\frac{L}{2}\right)^2 + y^2 + x^2\right]^2}; \quad (2)$$

Эту формулу для описания картины распределения напряжений в эпицентральной зоне землетрясения при поперечном сбросе эмпирически вывел Стаси [6]. На фиг. 2 представлено изменение амплитуды напряжений в направлении оси диполя ($y=0$). На фиг. 3 представлен график

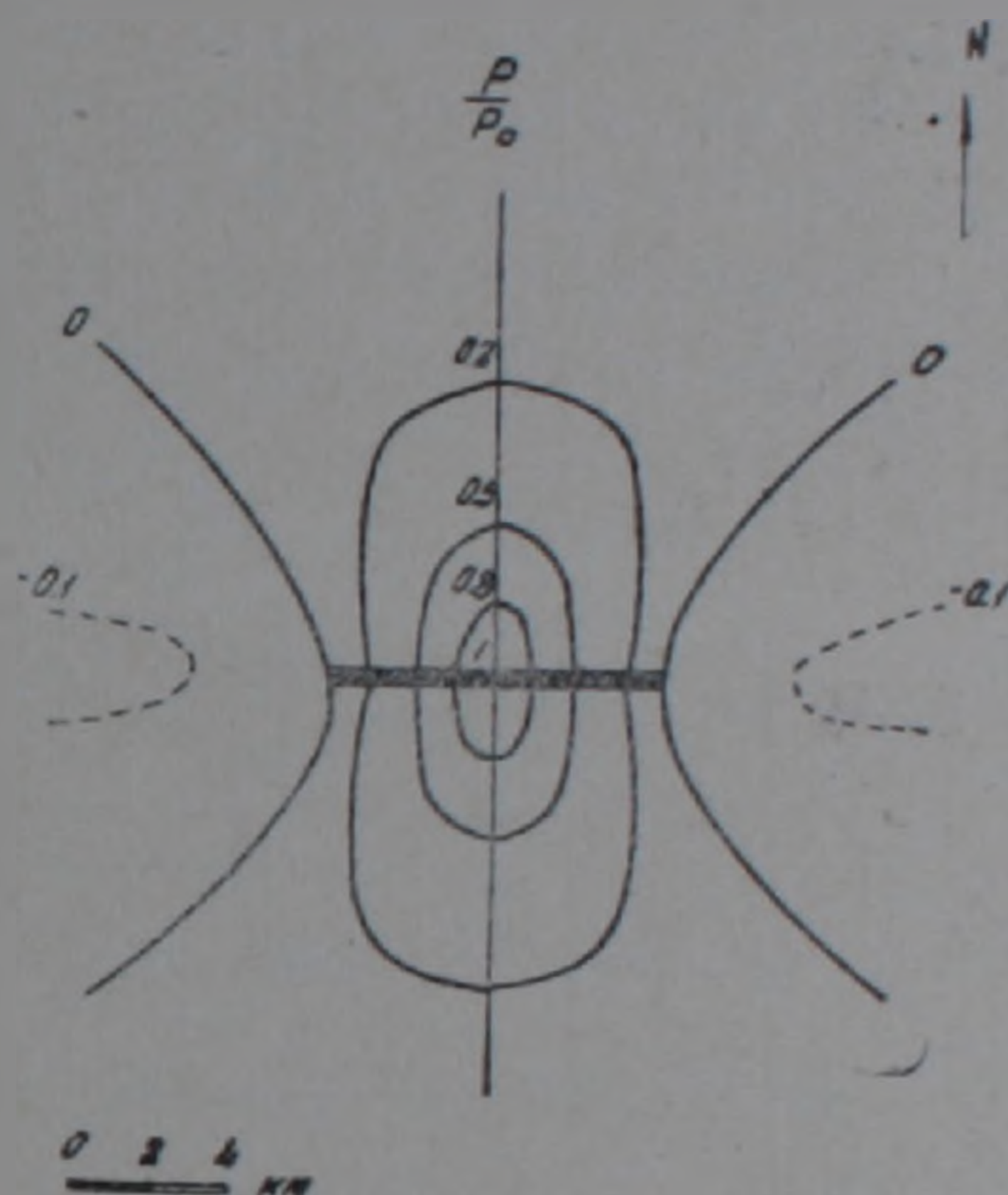
распределения напряжений относительно эпицентра землетрясения, рассчитанного для условий Зангезурского землетрясения 1968 года.

Имея определенный объем горных пород, однородный по магнитным свойствам, и картину распределения горизонтальных напряжений в данном объеме, мы можем уподобить действие этих напряжений действию магнитного горизонтального диполя, расположенного соответственно сейсмическим данным.

В рассматриваемом случае длина диполя соответствует средней



Фиг. 2. Изменение амплитуды напряжений в направлении оси диполя ($y = 0$).



Фиг. 3. Распределение напряжений относительно эпицентра землетрясения, рассчитанного для условий Зангезурского землетрясения 1968 г.

длине разрывной зоны землетрясения, а ориентация диполя в пространстве, т. е. ориентация разрывной зоны — практически широтная.

Исходя из дипольного распределения поля были получены следующие дифференциальные уравнения, отображающие составляющие напряженности аномального поля по координатным осям:

$$d^2 H_x = \Delta I \cdot Z_0 \cdot \frac{(2x_1^2 + x_1^2 y_1^2 + x_1^2 Z_0^2 - y_1^2 - y_1^2 Z_0^2)}{(x_1^2 + y_1^2 + Z_0^2)^{3/2} (x_1^2 + y_1^2)^2} dx dy \quad (3)$$

$$d^2 H_y = \Delta I \cdot Z_0 \cdot \frac{x_1 y_1 (3x_1^2 + 3y_1^2 + 2Z_0^2)}{(x_1^2 + y_1^2 + Z_0^2)^{3/2} (x_1^2 + y_1^2)^2} dx dy \quad (4)$$

$$d^2 H_z = \Delta I \cdot x_1 \left[\frac{1}{(x_1^2 + y_1^2)^{3/2}} - \frac{1}{(x_1^2 + y_1^2 + Z_0^2)^{3/2}} \right] dx dy, \quad (5)$$

где $x_1 = x' - x$, $y_1 = y' - y$, а x' и y' координаты любой фиксированной точки.

Уравнения (3), (4), (5) интегрируем численно относительно x и y для каждой величины x', y' с помощью осредняющей прямоугольной палетки с шагом 2 км, при этом рассматривая ΔI как функцию x, y в соответствии с характеристикой интенсивности напряжения.

Поскольку намагниченность породы в земном поле можно представить как сумму индуктивной и остаточной намагниченностей, изменение

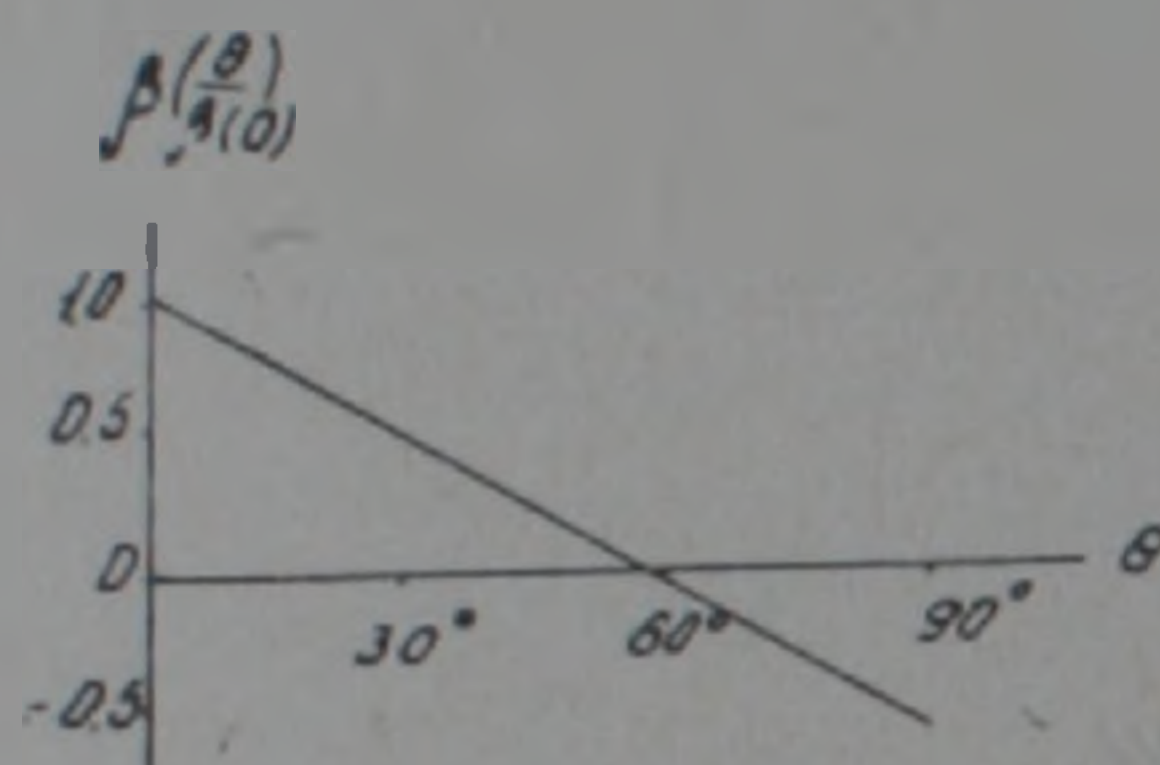
намагниченности горных пород в зависимости от давления запишется в следующей форме:

$$\Delta I(P) = \beta(T, \theta) \cdot H \cdot \Delta P + \gamma(T, \theta) \cdot I_r \cdot \Delta P,$$

где I_r — остаточная намагниченность, θ — угол между P и H .

Согласно результатам работ Безуглой Л. С. и Сковородкина Ю. П. [2] величина и знак коэффициента β зависят от угла θ .

На фиг. 4 иллюстрируется зависимость $\beta(\theta)$. Из рисунка видно, что при $\theta = 65^\circ$ величина β равна 0. В рассматриваемом случае угол $\theta = 60^\circ$, т. е. величина β будет мала, и, следовательно, вклад индуктивной намагниченности в сейсмоманнитный эффект будет ничтожно мал.



Фиг. 4. Зависимость коэффициента β от угла θ (θ — угол между P и H).

Как указывалось выше, в породах Зангезурского полигона присутствует вязкая намагниченность. Величина коэффициента γ согласно (4) в случае вязкой намагниченности не зависит от θ . Тогда окончательно сейсмоманнитный эффект на Зангезурском полигоне будет определяться величиной:

$$\Delta I = \gamma(T) \cdot I_r \cdot \Delta P.$$

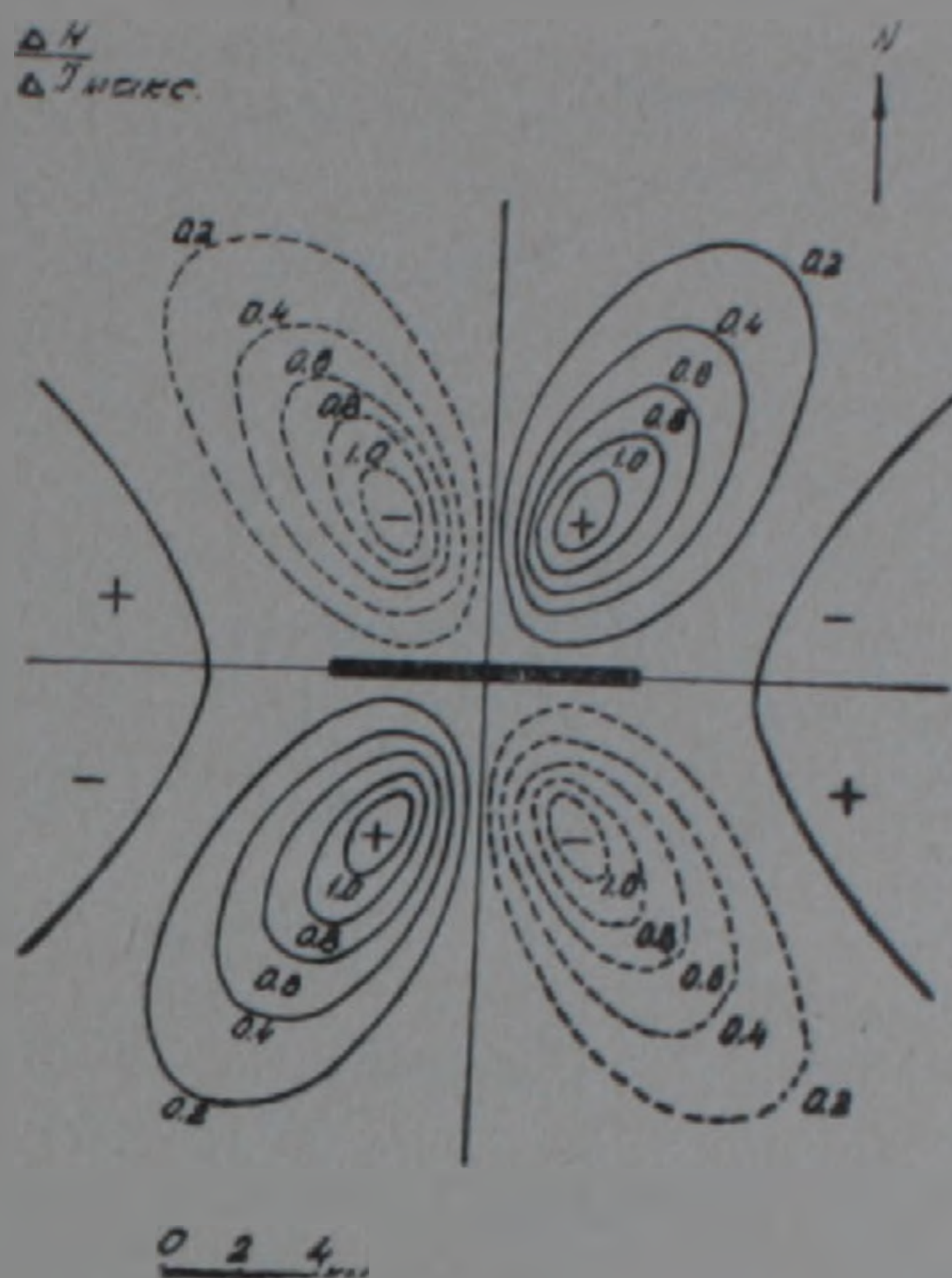
Поскольку мы рассматриваем процесс на глубине 5 км, учитывая геотермический градиент Зангезурского полигона, магнитные характеристики горных пород должны соответствовать температуре 150°C . В нашем случае температуре 150°C соответствуют средние величины:

$$I_r = 2 \cdot 10^{-3} \text{ СГС}; \quad \gamma = 2 \cdot 10^{-4} \frac{\text{СМ}^2}{\text{КГ}}.$$

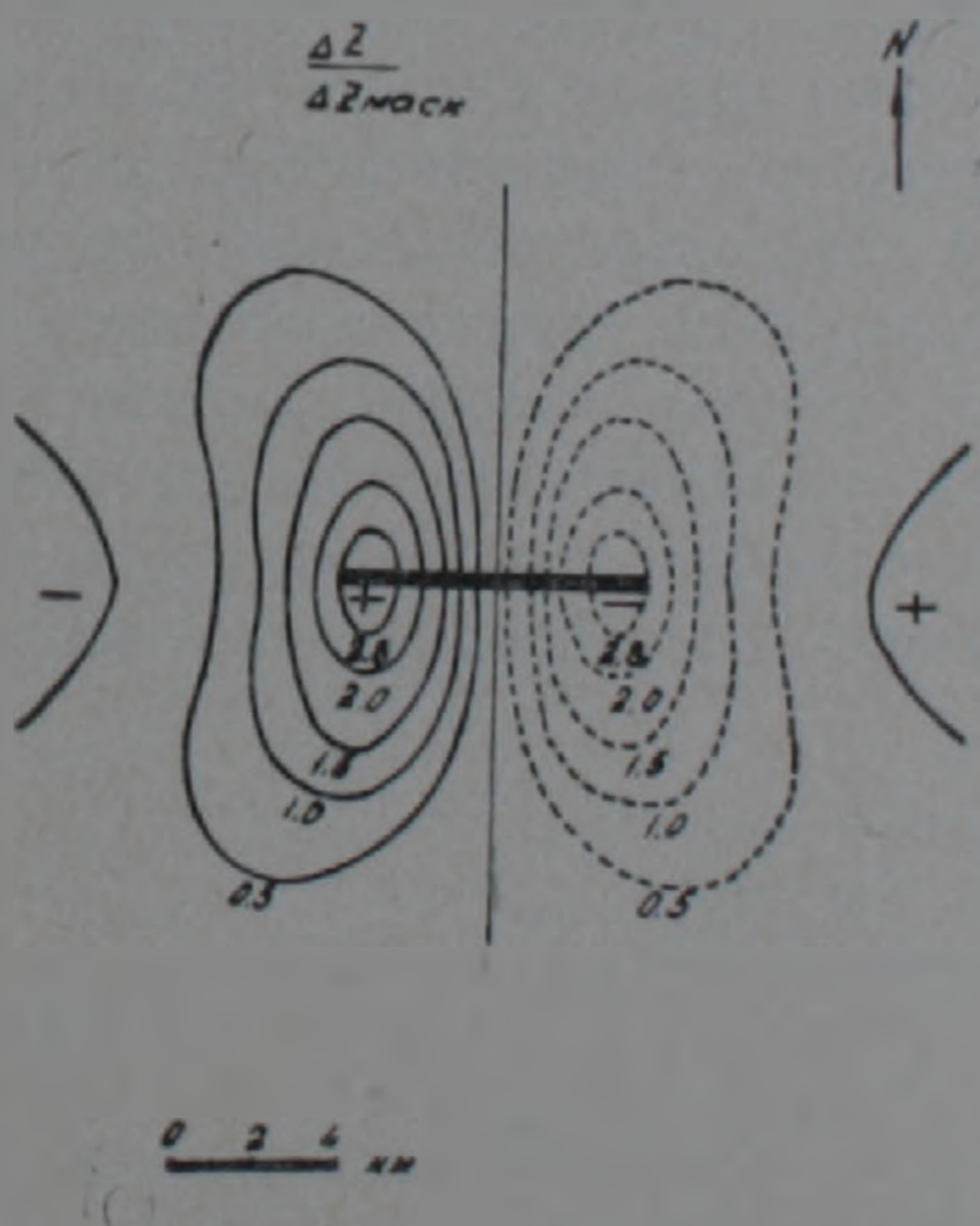
На фиг. 5 представлено поле распределения на плоскости горизонтальной составляющей ΔH аномального поля. Из рисунка видно, что относительное изменение $\Delta H / \Delta I_{\text{макс}}$ имеет максимальную величину около 1. Абсолютное изменение ΔH составляет 4 гамм.

На фиг. 6 показано распределение вертикальной составляющей ΔZ аномального поля. Относительное максимальное изменение $\Delta Z / \Delta I_{\text{макс}}$ равно 2,8, абсолютное изменение $\Delta Z = 11,2$ гамм.

Фиг. 7 демонстрирует распределение полного вектора T аномального поля. Максимальное относительное изменение $\Delta T / \Delta I_{\text{макс}}$ равно 3,5, а абсолютное изменение ΔT в условиях Зангезурского землетрясения близко 14 гамм.



Фиг. 5. Распределение горизонтальной составляющей ΔH аномального поля

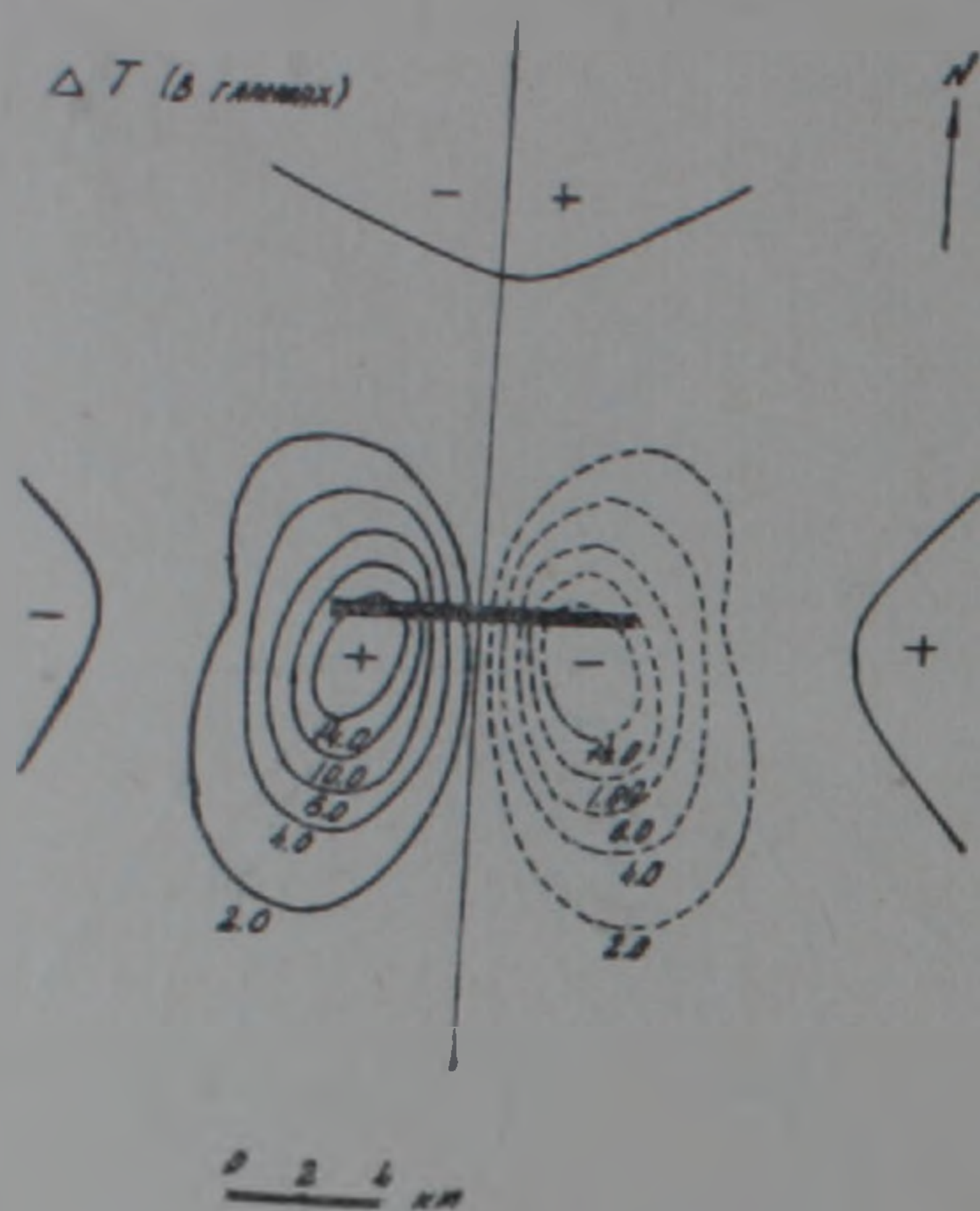


Фиг. 6. Распределение вертикальной составляющей ΔZ аномального поля.

Таким путем определено, что в пределах Зангезурского полигона величина сейсмоманнитного эффекта может иметь вполне заметную величину 14 гамм.

Если рассматривать изменение ΔT от отрицательного максимума до положительного, общее изменение поля составит 28 гамм.

Таким образом, результаты экспериментальных исследований с учетом сейсмических данных позволили произвести расчет вариации ло-



Фиг. 7. Распределение полного вектора T аномального поля.

кального геомагнитного поля, вызванной процессом снятия напряжений при землетрясении 9 июня 1968 года.

Эти расчеты показали, что при благоприятном расположении магнитометров, максимальный эффект достигает 28 гамм. Эффект такой величины может быть уверенно зарегистрирован с помощью современной магнитометрической аппаратуры. Опыт работ на ряде полигонов Советского Союза с аномальными полями различного характера позволяет считать, что эффект подобной величины может быть выделен на фоне магнитных вариаций, вызванных другими источниками. Целесообразно продолжить эти исследования для других сейсмоактивных районов Армении и, в первую очередь, в районах строительства магнитных обсерваторий.

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

Поступила 17.VII.1972.

Յ. Գ. ՀԱԿՈՐՅԱՆ, Վ. Վ. ՆԱՀԱՊԵՏՅԱՆ, Գ. Վ. ՌԱՍԱՆՈՎԱ, Յ. Պ. ՍԿՈՎՈՐՈՒԿԻՆ

ԶԱՆԴԵԶՈՒՐԻ ՊՈԼԻԴՐՈՆԻ ՍԵՅՍՄՈՄԱԴՆԻՍԱԿԱՆ ԷՖԵԿՏԸ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Տվյալ աշխատանքի նպատակն է հանդիսանում 1968 թ. Զանգեզուրի երկրաշարժի սեյսմոմագնիսական էֆեկտի ղնահատումը: Օգտվելով օջախի շրջանում տրված լարումների բաշխումից, լեռնային ապարների սյնդոմագնիսական յուրահատկությունների լաբորատոր ուսումնասիրությունների արդյունքներից և ունենալով երկրաշարժի օջախի պարամետրերը կարելի է հաշ-

վել Երկրի մագնիսական դաշտի տեղական վարիացիաները, որոնք ի հայտ են գալիս լեռնային ապարներում ձնշման փոփոխության հետևանքով:

Ձանգեզուրի 1968 թ. երկրաշարժի գլխավոր տեկտոնական խախտման գոտին սեյսմոլոգիական տվյալներով տարածվում է 8—9 կմ երկարությամբ և ունի 3 կմ լայնություն: Խզման գոտու խորությունը գնահատվում է 2-ից մինչև 7 կմ: Հաշվի առնելով վերոհիշյալ պարամետրերը և ընդունելով երկրաշարժի էպիկենտրոնի խորությունը 5 կմ, մեր կողմից կատարվել են հաշվարկներ, որոնք ցույց են տալիս, որ անոմալ մագնիսական դաշտի լրիվ բաղադրիչի փոփոխությունը, կամ այսպես կոչված սեյսմոմագնիսական էֆեկտը տվյալ պոլիգոնում կազմում է ± 14 գամմա, որը կարելի է գրանցել ժամանակակից մագնիսական սարքերով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Карапетян Н. К., Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н. Сейсмическое районирование СССР. Армения. «Наука», М., 1968.
2. Сковородкин Ю. П., Максудов С. Х. К изучению сейсмомомагнитного эффекта в При-ташкентском районе. Материалы VII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Часть II, «Наукова думка», Киев, 1970.
3. Kato J., Takagi A. Further note on the investigation of the changes in the earth's magnetic field accompanaying earthquake or volcanic eruption Sei Reps Takoki Univ. Series 5, Geophysics 5 (1953), 67.
4. Stacey F. D. The seismomagnetic Effect. Pure and applied Geophysics Vol. 58, 1964

УДК 550.34.016

Б. К. КАРАПЕТЯН, С. С. СИМОНЯН

УСТАНОВЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ КОЛЕБАНИЙ
ГРУНТА И ПОВЕДЕНИЯ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ
ПРИ ДАЛЕКИХ СИЛЬНЫХ ВЗРЫВАХ¹

Для установления основных параметров колебаний грунта и поведения зданий при сейсмовзрывных воздействиях, обследованы последствия двадцати далеких сильных взрывов, которые классифицированы по интенсивности, исходя из макросейсмических обследований.

В качестве показателя действия взрыва на здания, было принято образование трещин в капитальных стенах, в основном, с наружной стороны. Для определения степени воздействия колебаний на образование трещин пользовались максимальными величинами смещений и скоростей колебаний грунта и величинами приведенных сейсмических ускорений и скоростей.

По характеру трещины, образовавшиеся после сейсмовзрывного воздействия, можно разделить на четыре типа: 1) трещины, имеющие начало в углах нижней части проемов, которые по простирацию могут быть вертикальными и косыми; 2) трещины, проходящие от середины нижней части проемов; 3) трещины, проходящие от углов верхней части проемов; 4) трещины, образующиеся в простенках, в том числе вертикальные трещины, проходящие по простенкам вблизи проемов.

Как правило, трещины проходят по вертикальным и горизонтальным швам кладки, иногда пересекая отдельные кирпичи в поперечном направлении. Количество трещин в двух противоположных стенах у большинства обследованных зданий приблизительно одинаково и постепенно уменьшается от нижнего этажа к верхнему.

Образовавшиеся в зданиях повреждения можно разделить на следующие группы:

1. Единичные повреждения. Единичные волосные трещины.

2. Легкие повреждения. Волосные трещины в стенах с наружной стороны, в основном, по швам кладки от углов и середины нижней части проемов, редко по кирпичам; иногда заметно расширяются уже существующие трещины.

¹ Понятие «далекие сильные взрывы» введено для взрывов, расположенных на расстоянии более 80 км от места наблюдений, где они имеют интенсивность более 3 баллов.

3. Чувствительные повреждения. Тонкие трещины в стенах с наружной стороны нижней части проемов, в основном, по швам кладки, иногда по кирпичам, шириной до 1,0—1,5 мм; редко трещины в простенках; расширение уже существующих трещин и образование сквозных.

4. Значительные повреждения. Многочисленные трещины, проходящие от углов и середины оконных проемов; редкие трещины в простенках и проходящие по простенкам вблизи проемов; расширение уже имевшихся трещин, до 2 мм; образование сквозных трещин.

При неоднократном визуальном обследовании выяснилось, что во всех типах зданий повреждения носят массовый характер, что является следствием превышения несущей способности кладки. Повреждения в начале образуются на нижних этажах зданий, а при повторных воздействиях — на верхних. Повреждения у краев зданий больше, чем в середине. Трещины, в основном, образуются в углах и середине проемов, редко в простенках. Трещины в продольных стенах больше, чем в торцовых. Однако, имеются случаи, когда продольные и торцовые стены повреждены, примерно, одинаково. В наружных стенах трещин больше, чем во внутренних.

Здания с различными объемно-планировочными и конструктивными решениями повреждаются в различной степени и по сопротивляемости горизонтальным нагрузкам (по мере увеличения повреждений) их можно расположить в следующей последовательности: жилые крупноблочные здания, жилые крупнопанельные здания, жилые и общественные здания с кирпичными продольными несущими стенами.

Макросейсмическое обследование зданий позволяет нам выделить три отдельные группы взрывов, оказывающие одинаковое сейсмическое воздействие на здания: 1) взрывы, не вызывающие повреждений; 2) взрывы, вызывающие, в основном, легкие повреждения; 3) взрывы, вызывающие, в основном, чувствительные, а в некоторых случаях значительные повреждения.

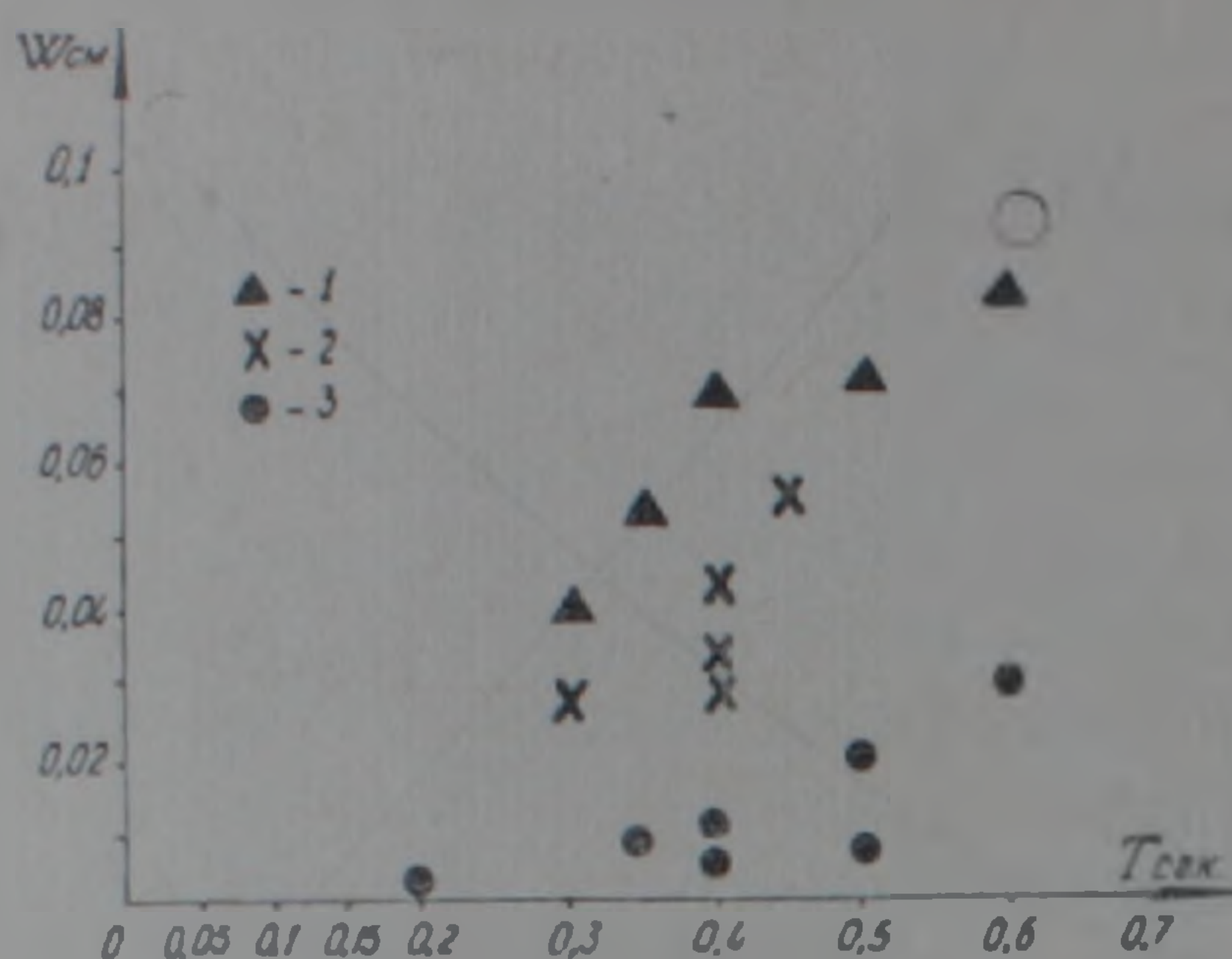
К этим же группам отнесены также инструментальные данные, полученные при тех же взрывах: смещение и скорость колебаний грунта, приведенные сейсмические скорость и ускорение.

Величины горизонтальных составляющих максимальных смещений и скоростей по отдельным группам взрывов приведены на фигурах 1 и 2. На графиках четко выделяются области, характеризующие отдельные группы взрывов: для первой группы при периодах 0,2—0,6 сек смещения находятся в пределах до 0,03 см; для второй группы при периодах 0,3—0,45 сек смещения изменяются от 0,03 до 0,05 см; для третьей группы при периодах 0,3—0,6 сек смещения имеют значения 0,05—0,85 см.

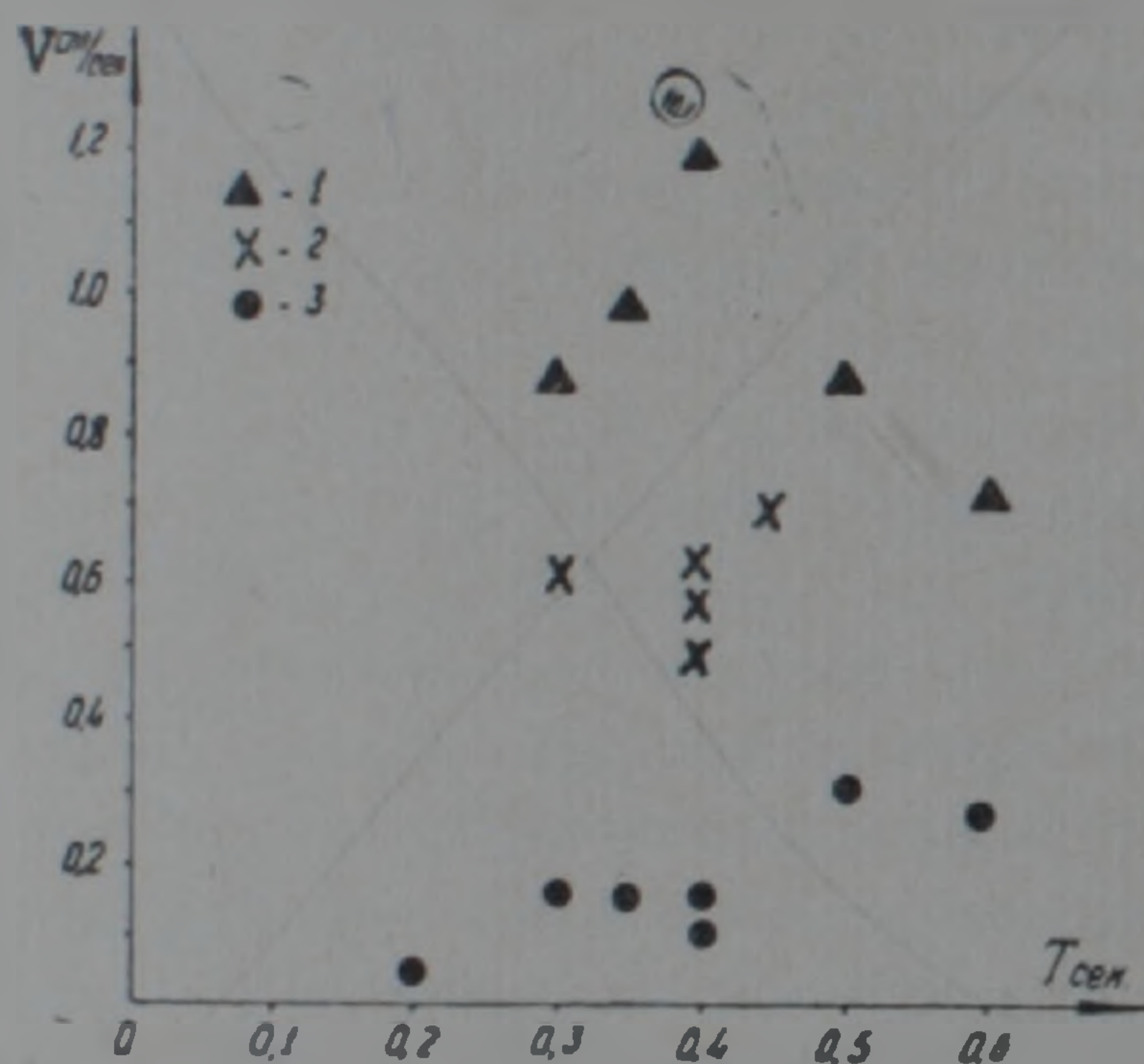
Скорости колебаний грунта V имеют следующие значения: для первой группы до 0,32 см/сек; для второй группы 0,35—0,7 см/сек; для третьей группы 0,7—1,2 см/сек.

Переход от смещения к скоростям даст возможность характеризовать соответствующие группы взрывов, учитывая и период колебаний

Известия, XXVI, № 4—4



Фиг. 1. График зависимости величины смещений колебаний грунта для различных групп взрывов: 1 — III группа; 2 — II группа; 3 — I группа.



Фиг. 2. График зависимости величины скоростей колебаний грунта от периода для различных групп взрывов: 1 — III группа; 2 — II группа; 3 — I группа.

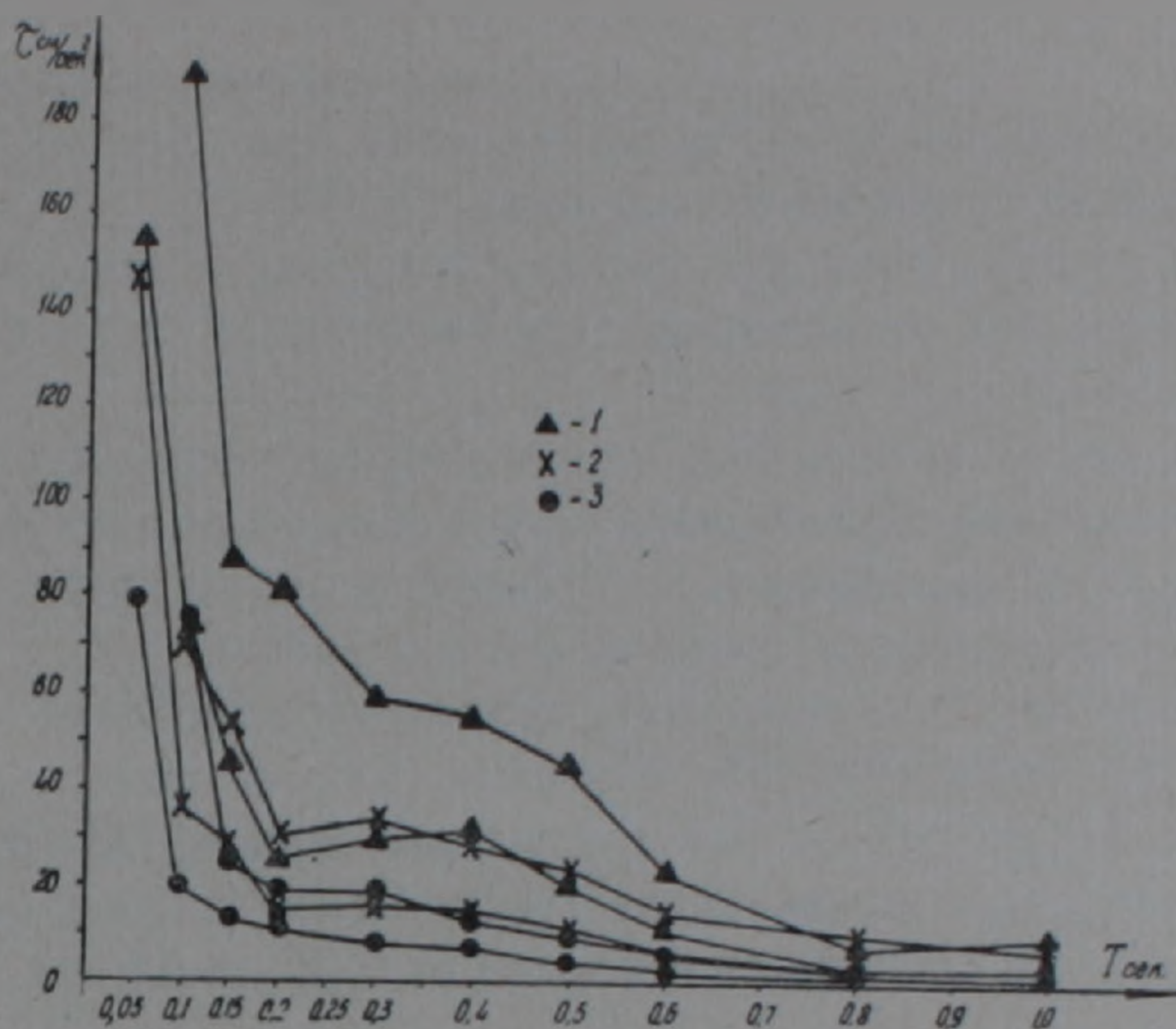
грунта. Отметим, что значения скоростей получены нами путем дифференцирования смещений во времени.

Спектры приведенных сейсмических ускорений, построенные по огибающим отдельных групп взрывов, показаны на фиг. 3.

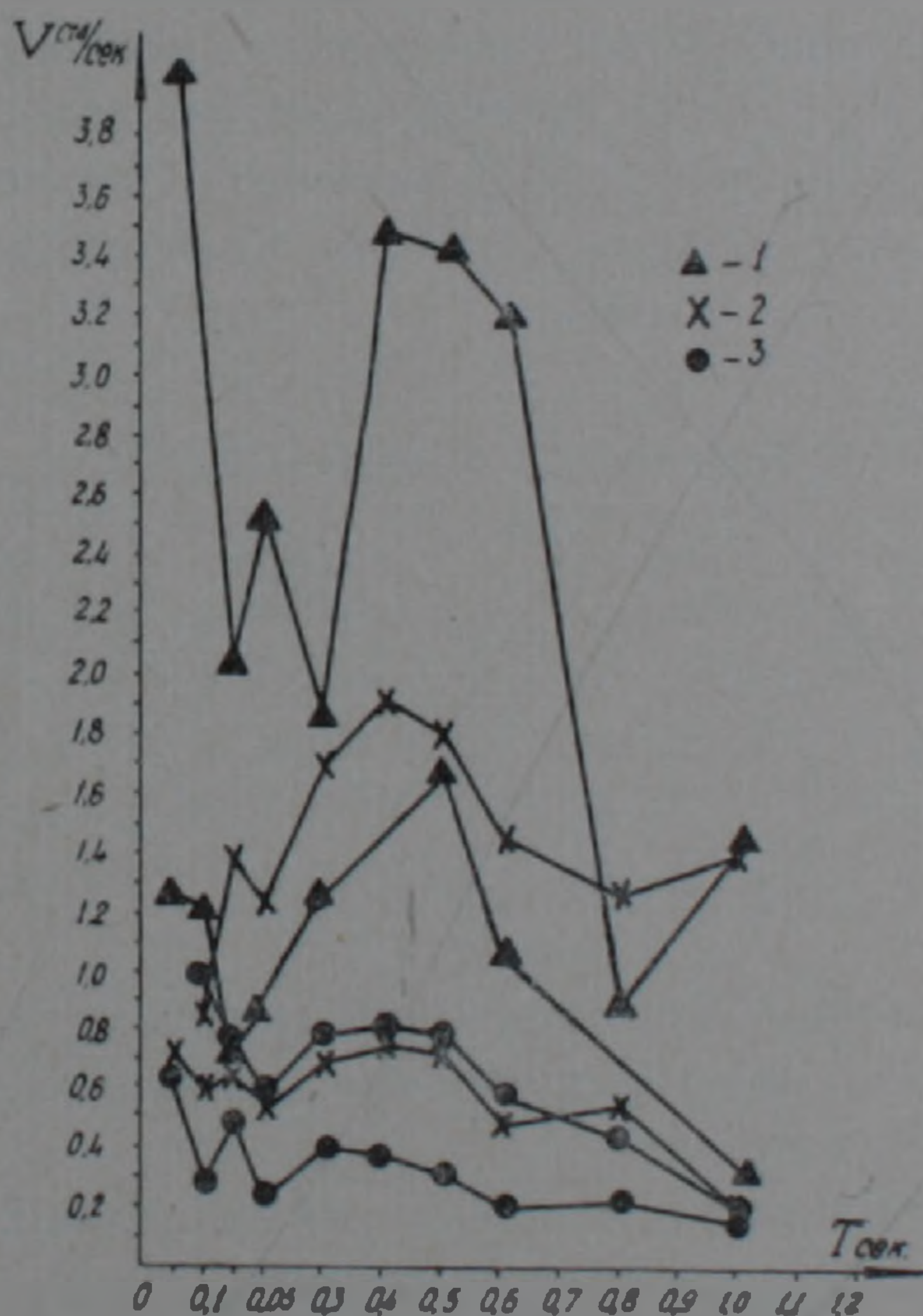
Характер изменения огибающих для отдельных групп, в основном, одинаковый. При периодах от 0,1 до 0,6 сек максимальные приведенные ускорения вдвое больше соответствующих минимальных их значений. При периодах же 0,05; 0,8 и 1 сек ясно выраженной закономерности не наблюдается.

На фиг. 4 показаны спектры приведенных сейсмических скоростей по огибающим отдельных групп взрывов. Здесь также максимальные скорости вдвое больше соответствующих минимальных скоростей.

При выделении отдельных групп взрывов мы исходили из многократных визуальных наблюдений повреждений в зданиях, имеющих собственный период колебаний от 0,15 до 0,5 сек.



Фиг. 3. Спектры приведенных ускорений для различных групп взрывов:
1 — III группа; 2 — II группа; 3 — I группа.



Фиг. 4. Спектры приведенных скоростей для различных групп взрывов:
1 — III группа; 2 — II группа; 3 — I группа.

Так как шкала зависимости приведенных сейсмических ускорений и скоростей должна быть составлена для определенного района, где здания имеют периоды собственных колебаний также от 0,15 до 0,5 сек, поэтому будем учитывать величины приведенных сейсмических ускорений

и скоростей, соответствующих этим периодам. Поскольку в интересующих нас пределах характер изменения приведенных сейсмических ускорений и скоростей линейный, то их пределы для разных групп можно определить также средними значениями.

Взрывы I и II группы для зданий исследуемого района не представляют опасности, они не вызывают чувствительных и значительных повреждений.

Взрывы же III группы оказывают сильное воздействие, вызывают иногда значительные повреждения. Эти взрывы для зданий исследуемого района, при их состоянии в настоящее время, не представляют опасности, т. е. не могут вызвать разрушений и обвалов.

Таким образом, за допустимые параметры колебаний грунта и сооружений, не представляющих опасности, можно принять верхний предел величин параметров, характеризующих взрывы III группы. Следовательно, допустимое приведенное сейсмическое ускорение можно принять равным $\bar{a} = 70 \text{ см/сек}^2$ для периодов от 0,15 до 0,5 сек, приведенную сейсмическую скорость $\bar{V} = 3 \text{ см/сек}$ при тех же периодах. Допустимое значение максимальных смещений колебаний частиц грунта — 0,08 см, а скорости колебаний частиц грунта — 1,4 см/сек.

На основании проведенных исследований можно рекомендовать следующие значения параметров колебаний грунта (смещения и скорости), а также величины приведенных сейсмических ускорений и скоростей для каждой из трех групп взрывов (табл. 1). Соответствующие указанным

Таблица 1

Баллы	Группы взрывов	Приведенные сейсмические ускорения, см/сек ²	Приведенные сейсмические скорости, см/сек	Смещения колебаний грунта, см	Скорости колебаний грунта, см/сек
3	I группа	до 17	0,35—0,75	до 0,03	до 0,35
4	II группа	17—35	0,75—1,50	0,03—0,06	0,35—0,7
5	III группа	35—70	1,50—3,0	0,06—0,12	0,7—1,4

выше значениям параметров колебаний грунта и величинам приведенных ускорений и скоростей повреждения в зданиях для каждой из трех групп взрывов даны в таблице 2.

Таким образом, предлагается вариант шкалы интенсивности сейсмо-взрывного воздействия при далеких сильных взрывах с указанием значений параметров колебаний грунта (смещения и скорости) и величины приведенных сейсмических ускорений и скоростей.

Аналогичная шкала для местных промышленных взрывов была составлена в 1964 г. С. В. Медведевым [1]. Она ставила интенсивность сейсмических колебаний в баллах в зависимости от скорости колебаний грунта и средней скорости в спектре действия колебаний на сооружения, в диапазоне периодов 0,15—0,8 сек при расстоянии от очага взрыва до

Таблица 2

Группы взрывов, оказывающих одинаковое воздействие на здание	№ взрывов	Описание повреждений
I группа	7, 9, 12, 16, 2/70, 4/70, 5/70	Повреждений не появляется
II группа	13, 15, 9/69, 4, 6/70, 2/71, 8/70	В неповрежденных зданиях легкие единичные повреждения на первом и втором этажах; здания, уже имевшие повреждения на первых двух этажах, получают единичные повреждения на высших этажах, а в зданиях, имевших повреждения на всех этажах, появляются чувствительные повреждения
III группа	3, 10, 11, 8/69, 1/70, 3/70	В неповрежденных зданиях образуются легкие повреждения на первом и втором этажах, легкие единичные повреждения на верхних этажах; в некоторых зданиях, уже имевших легкие повреждения, образуются чувствительные повреждения; в некоторых зданиях значительные повреждения.

сооружения более 100 м. Эта шкала интенсивности приведена в таблице 3.

Таблица 3

Баллы	V , см/сек	$\bar{V}$, см/сек
1	0,2	0,3
2	0,2—0,4	0,3—0,6
3	0,4—0,8	0,6—1,2
4	0,8—1,5	1,2—2,5
5	1,5—3	2,5—5
6	3—6	5—10
7	6—12	10—20

Шкала интенсивности для местных взрывов не может быть применена при далеких сильных взрывах, так как при местных взрывах расстояние от очага до объектов повреждений составляет несколько сот метров, а при далеких сильных взрывах — несколько десятков или сотен км. При таком соотношении расстояний, даже в случае одинаковых значений максимальных скоростей колебаний, спектральный состав, а также продолжительность колебаний при местных и далеких сильных взрывах будут различны.

В нашей шкале интенсивности для сильных взрывов величины приведенных скоростей более близки к соответствующим величинам шкалы для землетрясений (табл. 4), составленной А. Г. Назаровым и Б. К. Карапетяном [2].

Таблица 4

Балл	1	2	3	4	5	6	7
$V, \text{ см/сек}$	0,08—0,15	0,15—0,3	0,3—0,6	0,6—1,2	1,2—2,4	2,4—5,0	5—10

Предложенная нами шкала интенсивности (табл. 1 и 2) является первой попыткой обобщения данных по сейсмозрывным воздействиям сильных взрывов.

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

Поступила 40.XI.1972.

Բ. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ս. Ս. ՍԻՄՈՆՅԱՆ

ԴՐՈՒՆՏԻ ՏԱՏԱՆՄԱՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐՆԵՐԻՅ ԿԱԽՎԱԾ ՇԵՆՔԵՐԻ ԵՎ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔՆԵՐԻ ՎԱՐՔԸ ՀԵՌԱՎՈՐ ՈՒԴԵՂ ՊԱՅԹՆՅՈՒՄՆԵՐԻ ԺԱՄԱՆԱԿ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածում բերված է հեռավոր ուժեղ պայթյունների սեյսմիկ ազդեցություններից շենքերի ստացած վնասվածքների տեսակները և այդ վնասվածքների տեսակավորումը ըստ խմբերի:

Ելնելով վնասված շենքերի բաղմակի մակրոսեյսմիկ ուսումնասիրություններից, հնարավորություն է ընձեռնում պայթյունները բաժանել չ առանձին խմբերի, ըստ շենքերի վնասվածքների աստիճանի:

Այդ խմբերին համապատասխան, ստացված գործիքային տվյալների (գրունտի տատանման տեղափոխման, արագություն, ինչպես նաև բերված արագացման և արագություն) օգնությամբ կազմվել է սեյսմիկ սանդղակ հեռավոր ուժեղ պայթյունների ժամանակ գրունտի տատանման պարամետրերի և շենքերի ստացած վնասվածքների համար:

Որոշվել են նաև գրունտի և կառուցվածքների տատանման սահմանային պարամետրերը, որոնց դեպքում կառուցվածքների քայքայում և փլուզում չի առաջանում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Медведев С. В. Сейсмика горных взрывов. «Наука», М., 1964.
2. Карапетян Б. К., Карапетян Н. К., Мхитарян Л. А. Результаты инструментального исследования поведения сооружений при сейсмических воздействиях различной интенсивности. Труды III Европейского Симпозиума по сейсмостойкому строительству. София, 1971.

УДК 551.4

Л. Н. ЗОГРАВЯН

МОРФОГРАФИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ КАВКАЗСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

Кавказский перешеек занимает территорию, расположенную между Черным, Азовским и Каспийским морями от Кума-Манычского узкого прогиба (на севере) до государственной границы СССР с Турцией и Ираном (на юге) с площадью 412.350 кв. км. (по нашим подсчетам)¹.

Эта территория является одной из крупных геоморфологических единиц Советского Союза, известной под названием Кавказ. Он рядом исследователей [8, 12, 13] рассматривается как единый природный регион ранга страны, но с различными особенностями. Фактически он состоит из двух геоморфологических (и геологических) стран разного характера и генезиса—северной части Кавказско-Переднеазиатских (Тавро-Кавказских) молодых горных сооружений геосинклинального типа и южной части Русской равнины платформенного типа. Последнюю мы рассматриваем вместе с первыми не как сходную с ними геоморфологическую провинцию, а как часть, территориально входящую в Кавказский перешеек. Кавказско-Переднеазиатские горные сооружения, в пределах Кавказского перешейка, отчетливо делятся на три крупные провинции различного характера: Большой Кавказ, северо-восточная часть Армянского нагорья (вместе с небольшим отрезком Иранского нагорья, представленным Талышскими горами, которые являются составной частью Эльбурсских гор²) и Закавказская депрессия, в состав которой входят Куринская и Колхидская низменности, а также Дзирульский массив.

Эти провинции резко отличаются характером орографии и морфологии.

Большой Кавказ является не очень сложно построенной горной системой длиной в 1120 км. Его основную часть составляет Главный или Водораздельный хребет, который представляет сплошную цепь [4], протягиваясь прямолинейно в юго-восточном направлении. Он наиболее высоко (больше 4500 м) поднят в центральной части, между Эльбрусом и Казбеком, расположенной в зоне Транскавказского субмеридионального поднятия.

Северо-восточная часть Армянского нагорья, входящая в Кавказский перешеек, отличается более сложной орографией и геоморфологией. Она представлена тремя разными оро-геоморфологическими областями—Малым Кавказом, восточной ветвью Армянского вулканическо-

¹ По данным Н. А. Гвоздецкого [4]—410000 кв. км.

² Мы не согласны с авторами [3, 7], которые включают Талышские горы в Малый Кавказ.

го нагорья и Приараксинских хребтов. Малый Кавказ сложен кулисообразно расположенными короткими хребтами, составляющими дугу. Вулканическое нагорье в пределах рассматриваемой территории представлено небольшими щитовидными массивами, плоскогорьями, плато и межгорными котловинами. Эта область окаймлена с юго-востока областью Приараксинских коротких хребтов, имеющих субмеридиональное, субширотное и юго-восточное простирание.

Закавказская депрессия, отделяющая Большой Кавказ от Армянского нагорья, представлена, в основном, низменностями—Колхидской и Кура-Араксинской.

Кавказский перешеек отличается большим разнообразием и контрастностью элементов морфографии и морфометрии, обусловленными сложным процессом развития его территории в неотектоническое время, которое продолжалось, по Е. Е. Милановскому [12], около 10 млн. лет.

Больше 60% его территории занимают горы, возвышенности и плато, и лишь 39,88%—низменности. Горы представлены хребтами, щитовидными массивами, плоскогорьями и плато структурно-эрозионного, тектоно-вулканического и денудационного происхождения. Структурно-эрозионные хребты, которыми сложены Большой Кавказ, Приараксинская область хребтов и Талыш, отличаются линейностью простирания, сильной расчлененностью, крутыми склонами и острыми гребнями. В пределах Кавказского перешейка они представлены четырьмя высотными зонами, отличающимися своей морфографией, морфометрией и характером современных рельефообразующих (экзогенных и эндогенных) процессов: зоны низких, средневысотных, высоких и высочайших хребтов.

Зона низких хребтов (до высоты 1400—1500 м), в основном, занимает короткие отроги главных хребтов и морфографически выражена тремя разновидностями. В пределах Армянского нагорья и юго-восточного склона Б. Кавказа они отличаются густым овражно-суходоланным расчленением склонов хребтов, характерным для аридно-денудационного низкогорья. Но, в зависимости от литологии, меняется облик морфографии последнего. Например, южные отроги Зангезурского и Мегринского хребтов Приараксинской области, сложенные гранитоидными интрузивными породами, отличаются зубчатыми гребнями и весьма крутыми или отвесными скалистыми склонами, а Урцкий, Ваикский (Айоцзорский) и др. хребты той же области, сложенные известняками, расчленены сухими ущельями со скалистыми отвесными склонами.

В данной разновидности низких хребтов значительное распространение имеют бедленды, развитые на маловодопроницаемых глинисто-песчанистых, агломератовых и метаморфических, зернистых породах в предгорьях Среднеараксинской депрессии, на крутых склонах плоскогорий левобережья р. Куры, а также в долине р. Арпа и некоторых других местах.

Другая разновидность низких хребтов отличается глубоким (до нескольких сот метров) долинным расчленением, которое свойственно го-

рам, расположенным в гумидных областях. Ею представлены склоны Большого и Малого Кавказа, обращенные к Черному морю. Здесь склоны гор крутые (прямые и выпуклые), реже—террасированные, а гребни большей частью округленные. Третья разновидность отличается наклонными и ступенчатыми гребнями и асимметричными склонами. Это—интенсивно расчлененные куэсты, широко развитые на северном склоне Большого Кавказа.

Зона средневысотных хребтов (от 1400—1500 до 2700—2800 м) охватывает средневысотные хребты Армянского нагорья (здесь и далее имеется в виду часть его, расположенная в пределах СССР), являющиеся основной частью складчато-глыбовых гор, а также более крупные отроги Большого Кавказа. Зона отличается глубоким эрозийным расчленением, хребты и их отроги отделены, в основном, глубокими (от нескольких сот до полутора тысячи метров) V-образными долинами и ущельями.

В зависимости от характера и интенсивности неотектонических движений, отчетливо выделяются разные типы склонов (прямые, вогнутые, выпуклые, ступенчатые) и гребней (остроконечные, волнистые, платообразные и др.). На северном склоне Большого Кавказа и северо-восточном склоне Малого Кавказа встречаются средневысотные хребты с наклонными и ступенчатыми гребнями, являющимися результатом глубокого расчленения куэст и моноклинальных блоков.

Зона высоких хребтов (от 2700—2800 до 4000 м) значительную и сплошную площадь занимает в пределах Большого Кавказа. На территории Армянского нагорья она встречается фрагментарно на некоторых более высоко приподнятых хребтах (Зангезурский, Памбакский, Севанский и др.). В данной зоне хребты отличаются крутыми и отвесными скалистыми склонами и острыми, иногда зубчатыми гребнями, являющимися результатом интенсивного долинного расчленения, а в ряде случаев также экзарации четвертичного оледенения.

Зона высочайших хребтов (выше 4000 м) характерна только для Большого Кавказа. Она занимает его центральную часть и небольшими островками встречается также в восточной части. В этой зоне хребты имеют зубчатые гребни и весьма крутые или отвесные скалистые склоны, образовавшиеся путем ледниковой экзарации, которая продолжается во многих местах и в настоящее время.

Морфографически своеобразный тип представляют *щитовидные массивы* тектоно-вулканического происхождения, свойственные на рассматриваемой территории исключительно Армянскому нагорью. Здесь выделяются Джавахетский (Кечутский), Ехнахахский (Гукасянский), Арагацкий, Гегамский, Варденисский и Сюникский (Карабахский) крупные щитовидные массивы, которые представляют высокие (2800 до 3200 м) куполовидные массивы с круглой или овальной формой основания, площадью от 500 до 1400 кв км. Их склоны пологие, слабо расчлененные и часто ступенчато снижаются, сливаясь с окружающими их плато, над которыми они возвышаются всего лишь на 850—1500 м. Щито-

видные массивы обычно венчаются сравнительно небольшими высокогорными привершинными плато, на которых поднимаются либо крупные стратовулканы (вершина Арагац), либо небольшие шлаковые конусы (Аждаак, Севкатар и др. на Гегамском массиве и Варденис, Мурадсар и др. на Варденисском массиве).

Подластовый субстрат щитовидных массивов характеризуется гетерогенной структурой [2], которая по сравнению с соседними территориями приподнята на значительную высоту.

В географической литературе щитовидные массивы нередко называются хребтами. Но, как видно из вышеизложенного, эти массивы не имеют морфографических и орографических особенностей, свойственных хребтам, поэтому такое определение не соответствует действительности.

В послевоенные годы для них (вместе с прилегающими вулканическими плато) появилось новое понятие—нагорье, предложенное С. С. Кузнецовым [11] и Н. В. Думитрашко [8] и употребляемое до сих пор геоморфологами (также и нами) и большинством геологов, исследовавшим Армянскую ССР. После сравнительно подробного анализа морфологии, и в первую очередь морфологии рельефа Армянского нагорья и прилегающих территорий Передней Азии, мы пришли к заключению, что называть нагорьями подобные щитовидные массивы неправильно, ибо они своими морфографическими особенностями и размерами не соответствуют понятиям нагорий, принятым большинством исследователей [10, 15]. Нагорья представляют обширные (в несколько сот тысяч кв. км) горные страны, высоко приподнятые над окружающими впадинами и характеризующиеся сочетанием горных хребтов, щитовидных массивов, плоскогорий, плато, высоко расположенных межгорных котловин и т. д.

Кстати, о понятии «нагорья», употребляемом С. П. Бальяном [2]. По его определению, нагорьями могут быть названы: а) обширные пространства высоко поднятых над уровнем моря горных стран с довольно интенсивно расчлененным рельефом, включающим горные массивы, хребты, котловины, впадины и пр. (Тибетское, Иранское, Армянское и т. д.); б) высоко поднятые участки суши с менее разнообразным устройством поверхности, образованные одним или несколькими доминирующими рельефообразующими факторами и сохранившие, в целом, единство своего морфологического ландшафта (Армянское вулканическое нагорье, входящее в Армянское нагорье) и в) отдельные крупные горные возвышенности, сложенные лавовыми покровами, имеющие пологие волнисто-ступенчатые склоны с широкими и округлыми гребнями водоразделов (они и есть щитовидные массивы—Л. Н.), примером которых являются Гегамское, Джавахетское и др. (входящие в Армянское вулканическое нагорье). Как видно, С. П. Бальян под одним названием понимает три совсем разнозначные по величине и характеру типы и комплексы горного рельефа. Каждая из этих трех разных таксономических единиц горного рельефа, входящих одна в другую, имеет свое наименование на армянском языке (также и на других языках). Нагорье (а)

называется լեռնաշխարհ (Lernashkharh), которому соответствует немецкий термин Gebirgsland или Bergland, а нагорье (б) — բարձրալեռնաշխարհ (барцравандак), соответственно — нем. Hochland, англ. upland. Последнее в таксономическом порядке занимает промежуточное положение между нагорьем (а) и плоскогорьем (по-армянски — սարահարթ (saraharth), по-немецки — Hochebene). Уместно отметить, что отсутствие аналогичного барцравандаку (Hochland) термина в русском языке заставляет соответствующие ему комплексы горного рельефа относить то к нагорью (например, Армянское вулканическое нагорье), то к плоскогорью (например, Абиссинское вулканическое плоскогорье). Нагорье (в) нами предложено называть по армянски լեռնափշաշեն (Lernavahan), т. е. щитовидный массив, отличая его от понятия хребет (լեռնաշղթա) [9]. Этот термин уже употребляется в армянской географической литературе [14].

Из сказанного нетрудно убедиться, что щитовидный массив является частью барцравандака, а барцравандак — частью нагорья. Это вполне логично и естественно, ибо указанные три разные понятия, принимаемые С. П. Бальяном [2] под одним термином «нагорье», имеют не только свои названия, под которыми понимаются определенные морфографические типы и комплексы рельефа, но и свое определенное место в «таксономической колонке» горного рельефа.

В горной части Кавказского перешейка особое место занимают плоскогорья вулканического и денудационного происхождения. Это — приподнятые над соседними котловинами или долинами субгоризонтальные, волнисто-холмистые обширные поверхности с умеренным эрозионным расчленением. Из вулканических плоскогорий Армянского нагорья на данной территории находятся Джавахетское (между Кечутским или Джавахетским, Ехнахахским и Ерушетским или Улгарским щитовидными массивами) и Арагацотн (между долиной р. Ахурян, массивом Арагац и Араратской равниной) средневысотные плоскогорья. Морфографически они представляют сочетание бугристых волнистых и выравненных лавовых плато (Езнасарское, Ахалкалакское, Цалкинское — на Джавахетском плоскогорье, Кармрашенское, Шамирамское и др. — на плоскогорье Арагацотн) и небольших высоких блюдцевидных котловин (Верхнеахурянская, Цохамаргская, Ханчалинская, Параванская и др. — на Джавахетском плоскогорье и ряд мелких, расположенных между лавовыми потоками на плоскогорье Арагацотн высотой от 1400 до 2200 м). На Джавахетском плоскогорье возвышаются несколько крупных конусовидных стратовулканов (Большой и Малый Абул, Самсар, Савнабад и др.), образующих Абул — Самсарский вулканический субмеридиональный хребет относительной высотой от 800 до 1600 м, а на плоскогорье Арагацотн — обособленный куполовидный экстрезивный массив Артени. Для обоих плоскогорий характерно множество невысоких шлаковых и лавовых конусов.

Эрозионно-денудационное низкое плоскогорье простирается в юго-восточном направлении, на протяжении около 300 км от железной доро-

ги Тбилиси-Гурдиванк до Исмаиллы, широкой (20—55 км) полосой между Куринской и Алазано-Аргичайской котловинами, над которыми и возвышается до 200—500 м. Оно носит название Иорско-Шекинского. Поверхность его волнистая с амплитудой высот 100—200 м и расчленена не очень глубокими и широкими долинами. На плоскогорье существуют также небольшие плато и низкогорные останцевые хребты. Склоны плоскогорья и останцевых хребтов густо расчленены оврагами и сухими долинами, представляя бедленды. Колорит плоскогорья немного нарушается только в районе Аджиноурской и Мингечаурской котловин, окруженных низкими хребтами Боздаг, Коджашен и др. с рельефом бедленд.

Рассматриваемую морфографическую единицу разные авторы характеризовали по-разному: Б. А. Антонов [1] называл ее Аджиноурским предгорьем (в пределах Азерб. ССР), Н. А. Гвоздецкий [5]—Шекино-Аджиноурской возвышенностью, Н. В. Думитрашко [8]—Шекино-Аджиноурскими низкогорьями, а Н. А. Джавахишвили [6]—Иорским плоскогорьем (в пределах Груз. ССР).

По нашему мнению, из этих характеристик и определений Иорско-Шекинского плоскогорья наиболее удачным является определение Н. А. Джавахишвили, поскольку предгорьями могут быть разные морфографические единицы или элементы—низкие хребты, плато, высокие террасы и т. д., непосредственно примыкающие к хребтам или горам. Низкогорье—это низкие и мелкие хребты, останцевые и островные горы, а рассматриваемая территория, по Б. А. Антонову [1] и Н. В. Думитрашко [8], состоит не только из низкогорных хребтов, но и ряда плато. Вместе с ними там существуют также сравнительно небольшие и неглубокие котловины (Среднеиорская, Аджиноурская и др.). Эти элементы рельефа характерны для плоскогорий, развитых в орогенических областях. В данном случае Иорско-Шекинский район сложен именно указанными элементами горного рельефа и своими морфографическими особенностями более подходит к понятию плоскогорья [16], однако, своей абсолютной высотой намного уступает другим плоскогорьям, находившимся в орогенических областях, поэтому мы его считаем низким плоскогорьем. Примерно подобный рельеф, но с более скромными размерами и сравнительно интенсивным расчленением, представляет междуречье Дзирула—Риони, которое, однако, в «Атласе Груз. ССР» (1964) именуется как возвышенность. Что касается последнего определения, то оно характерно для равнин платформенных областей и обычно противопоставляется низменностям. Морфографически—это участок земной поверхности, характеризующийся приподнятостью выше 200 м над у. м. относительно окружающих пространств [16]. Однако, возвышенности, в отличие от плоскогорий и плато, переходят в соседние низменности и низкие равнины постепенно и почти незаметно. Их поверхность более ровная (если не считать сравнительно интенсивное, но неглубокое долинное и овражно-балочное расчленение) и лишена низких хребтов, плато и котловин. Изложенные выше соображения приводят нас к выводу, что Иорско-

Шекинский и Имеретинский приподнятые участки земной поверхности, расположенные в молодой орогенической области Кавказского перешейка, морфографически и генетически более подходят к плоскогорьям с обрывистыми и крутыми склонами, чем к возвышенностям.

В пределах Кавказского перешейка заметное место занимает Ставропольская возвышенность¹, расположенная между Азово-Кубанской и Терско-Кумской низменностями. Ее поверхность, высотой от 300 до 800 м, расчленена широкими террасированными долинами, балками и оврагами. Эта возвышенность на юге круто обрывается к продольной ложбине, отделяющей ее от наклонных (куэстовых) плато северного склона Большого Кавказа [8], а на севере, западе и востоке она постепенно спускается к окружающим низменностям.

Для горного рельефа Кавказского перешейка характерны плато разного генезиса и облика, с разной высотой, которые нами сгруппированы в три высотные группы: низкие, средневысотные и высокие.

Фрагменты низких плато (высотой до 1000 м) имеются в пригребневой части северной куэсты Большого Кавказа. Средневысотные плато (от 1000 до 2800 м) большей частью свойственны областям с вулканическим рельефом. Они в основном примыкают к щитовидным массивам. Эти плато представляют небольшие слабоволнистые равнины, обрывающиеся в каньонах и межгорных котловинах. На них часто возвышаются небольшие шлаковые конусообразные горы. Эти плато являются аккумулятивными и сложены лавами, а также туфами и др. пирокластами.

Плато денудационного происхождения встречаются в западной части северного склона Большого Кавказа. Это Лагонакское и Бечасынское плато, отличающееся слабым расчленением.

Среди низких и средневысотных плато встречаются также наклонные, которые в ряде случаев представляют поверхности куэст, широко распространенных на северном склоне Большого Кавказа. К этому морфологическому типу мы относим также небольшие наклонные плато, являющиеся приподнятыми шлейфами или крупными конусами выноса (Советашенское, Ахавнадзорское—в Приараксинской зоне хребтов, Кусарское—на восточном склоне Большого Кавказа и др.).

Высокие плато (выше 2800 м) большей частью свойственны щитовидным массивам, представляющим ровные и волнистые небольшие равнины в привершинных участках массивов.

А. Н. Джавахишвили [6] выделяет в южных предгорьях Большого Кавказа особый морфографический тип горного рельефа — эрозионно-денудационное мелкогорье (Окрибское) с многочисленными мелкими горами и сопками. Несмотря на разный генезис, к этому типу мы условно относим Кобыстан («страна оврагов»), занимающий значительную территорию в юго-восточных предгорьях Большого Кавказа, исходя из общих морфографических черт его с Окрибским районом. Кобыстан представляет сопочно-овражное мелкогорье, являющееся разновидностью низ-

¹ В географической литературе она известна так же, как плато [8].

когорья с многочисленными грязевулканическими сопками. Эта территория расчленена большим количеством оврагов.

В морфографии Кавказского перешейка выделяются отдельные горы в виде сравнительно крупных массивов или коротких отрогов. В пределах вулканического рельефа такими являются большие конусовидные горы — стратовулканы (вершина Арагаца, Араилер, Ишханасар и др.), куполовидные массивы — отпрепарированные лакколиты и экструзии (Бештау, Машук и др. — в Предкавказье, Иландаг, Нагаджир, Норашен и пр. — в Приараксинской зоне хреботов), Атис, Артени, Спитакасар и пр. (на вулканических плато и щитовидных массивах).

В пределах Кавказского перешейка большое место занимают низменности. Их общая площадь около 165 тыс. кв. км, 1/6 часть которой расположена ниже нулевой горизонтали (до 28 м). Низменности, в основном, распространены в Предкавказье, окружая Ставропольскую возвышенность с трех сторон. К западу от него находится Азово-Кубанская, а к востоку — Терско-Кумская низменности. В Закавказье известны Кура-Араксинская и Колхидская низменности, расположенные между Большим и Малым Кавказом.

Значительное распространение в пределах Кавказского перешейка имеют низкие и средневысотные субгоризонтальные горные равнины, представляющие дно межгорных котловин. Границу между ними мы условно проводим по 1000-метровой горизонтали, исходя из того факта, что они находятся в различных условиях воздействия современных деструктивных рельефообразующих агентов, с преобладанием аккумуляционных. Ниже этой границы преобладают семиаридные (частью и аридные на юге перешейка) условия (Араратская и Нахичеванская равнины), а выше его — семигумидные (Ширакская, Севанская, Лорийская и др. равнины). Однако, эта граница не является неизменной. При переходе с юга на север наблюдаем ее смещение «вниз».

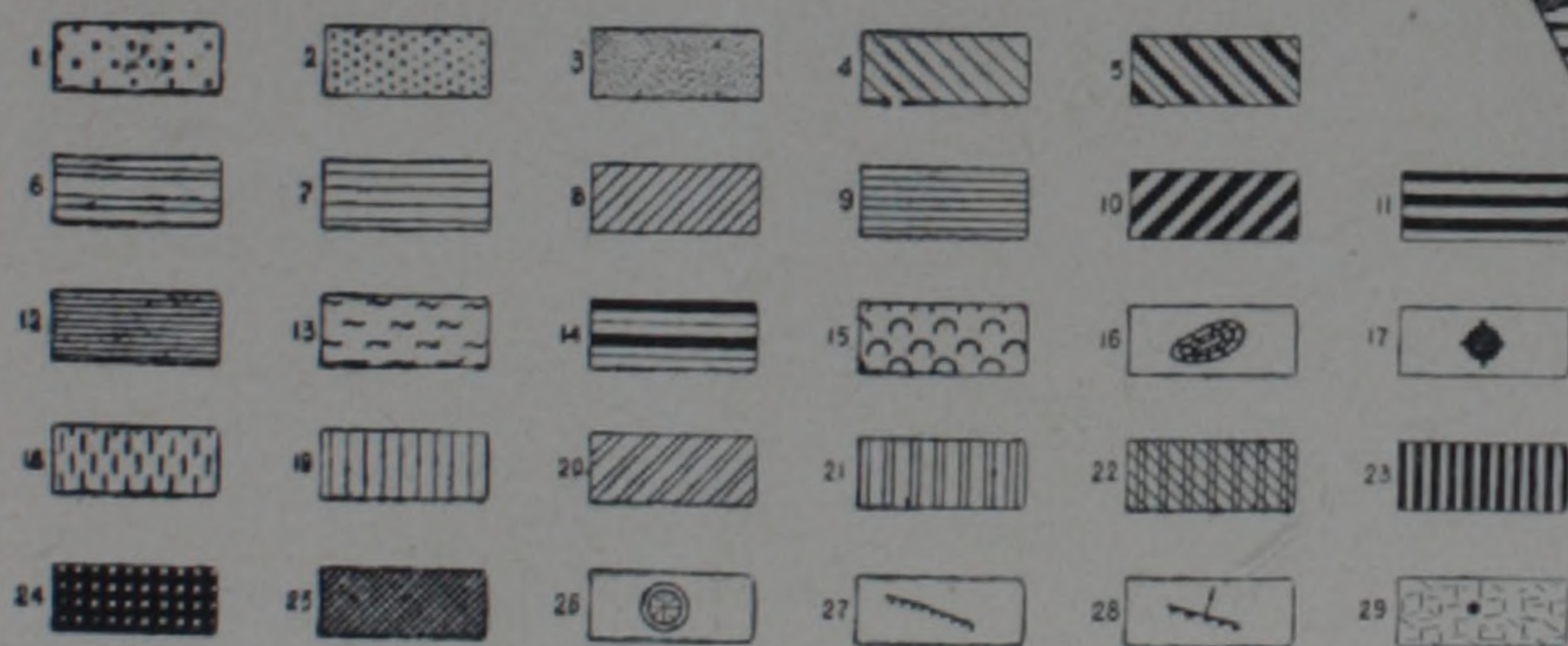
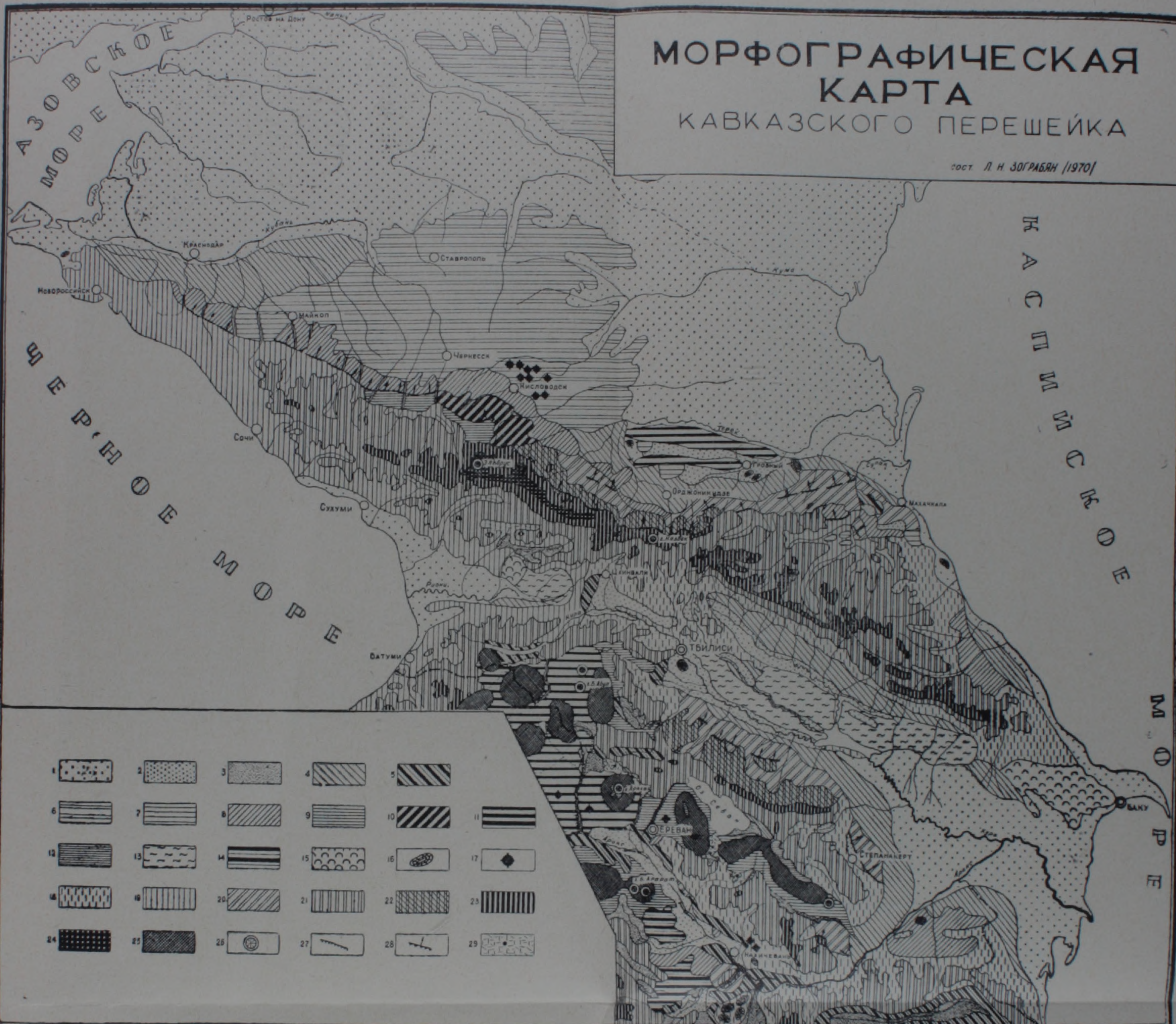
Низкие равнины (Среднеараксинская, Алазано-Агричайская, Внутреннекартлинская, Нижнекартлинская) отличаются своими большими размерами и ровными, реже террасированными поверхностями. Высокие равнины (Ширакская, Лорийская, Масрикская, Цахковитская и др.), расположенные на разных гипсометрических уровнях выше 1000 м в пределах северо-восточной части Армянского нагорья, имеют сравнительно небольшие размеры и ровную, лишенную террас поверхность.

Другой разновидностью равнин являются наклонные равнины, окаймляющие низменности и субгоризонтальные равнины (Алазанская, Терская, Кубанская, Кура-Араксинская) на их перифериях.

Наклонные равнины небольших размеров примыкают к днищу межгорных низких и средневысотных котловин. Большинство наклонных равнин представлено предгорными шлейфами, образовавшимися путем слияния крупных конусов выноса. Наклонные равнины на Кавказском перешейке в ряде случаев образовались вследствие слабого одностороннего поднятия местности.

МОРФОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА КАВКАЗСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

сост. Л. Н. ЗОГРАБЯН (1970)



Фиг. 1. 1. Низменности (до 200 м). 2. Равнины субгоризонтальные, низкие (дно межгорных котловин до высоты 1000 м). 3. То же, средневысотные (выше 1000 м). 4. Равнины слабонаклонные, низкие (до 300 м). 5. То же, средневысотные (выше 300 м). 6. Возвышенности. 7. Плато субгоризонтальные, низкие (до 1000 м). 8. То же, наклонные (куэстовые). 9. Плато субгоризонтальные, средневысотные (1000—2800 м). 10. То же, наклонные. 11. Сводовые (антиклинальные), низкие хребты. 12. Плато высокие (выше 2800 м). 13. Плоскогорья низкие (до 1000 м). 14. То же, средневысотные (выше 1000 м). 15. Эрозионно-денудационное и сопочно-овражное мелко горье. 16. Изолированные останцевые горы. 17. Куполовидные горы (отпре-

парированные лакколиты и экстрезии). 18. Низкие (до 1400—1500 м) хребты с густым овражным расчленением. 19. То же, с глубоким долинным расчленением. 20. То же, с наклонными гребнями (расчлененные куэсты). 21. Средневысотные (от 1400—1500 до 2700—2800 м) хребты с глубоким долинным расчленением. 22. То же, с наклонными гребнями (расчлененные куэсты). 23. Высокие (от 2700—2800 до 4000 м) хребты с интенсивным горизонтальным расчленением. 24. Высочайшие (выше 4000 м) хребты. 25. Высокие щитовидные массивы. 26. Конусовидные горы (стратовулканы). 27. Крупные обрывы. 28. Обрывы куэст. 29. Наклонные бугристо-ступенчатые плато (молодые лавовые поля).

Среди днщ межгорных котловин имеются такие, которые целиком представляют долину с поймой и террасами. Разумеется, нельзя считать их равнинами. По-армянски есть хороший термин—*գոգիովիտ* (*goghovit*), т. е. котловинная долина, которая морфографически занимает положение между котловиной и горной долиной. Их примерами могут быть Воротанские, Памбакские, Красносельская, Ахалцихская и др. узкие котловины с террасированным дном.

В заключение отметим, что при определении того или иного типа (или комплекса) рельефа мы исходили в первую очередь из морфографических особенностей, а затем морфометрических (гипсометрических), а не наоборот, что часто встречается в географической литературе.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.XI.1971.

Լ. Ն. ԶՈՂԱՔՅԱՆ

ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ՊԱՐԱՆՈՑԻ ԶԵՎԱԳՐԱԿԱՆ ՄԻԱՎՈՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կովկասյան պարանոցը ՍՍՀՄ-ի խոշոր գեոմորֆոլոգիական (և ընդհանրապես ֆիզիկա-աշխարհագրական) միավորներից է, բաղկացած Մեծ Կովկասի նախակովկասյան և Անդրկովկասյան դաշտավայրերից և Հայկական լեռնաշխարհի Հյուսիս-Արևմտյան մասից:

Այս ընդարձակ (412.350 քառ. կմ) տերիտորիային բնորոշ է ձևագրական խոշոր միավորների բազմազանությունը, որոնց մեջ հատկապես աչքի են ընկնում բարձրագույն, բարձր, միջին բարձրության և ցածր լեռնաշղթաները, լեռնավահանները, սարահարթերը, սարավանդներն ու դաշտավայրերը, ինչպես նաև հրաբխային ու մնացորդային փոքր սարերը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Антонов Б. А. Орография. В кн.: «Геоморфология Азербайджанской ССР». Изд. АН Азерб. ССР, 1959.
2. Бальян С. Л. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд. Ергос. ун-та, 1969.
3. Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа, вып. I, Изд. МГУ, 1954.
4. Гвоздецкий Н. А. Кавказ. В «Краткой географической энциклопедии». Изд. «Советская энциклопедия», 1961.
5. Гвоздецкий Н. А. Кавказ. Изд. геогр. литературы, 1963.
6. Джавахишвили А. Н. Морфографическая карта. «Атлас Грузинской ССР», 1964.
7. Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. Учпедгиз, М., 1948.
8. Думитрашкы Н. В. Орография. В кн.: «Кавказ», «Наука», 1966.

9. Зограбян Л. Н., Абраамян Г. С., Геворкян Ф. С. — О некоторых понятиях горного рельефа. Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле, № 2, 1971.
10. Коржухов С. С. и Тимофеев Д. А. — О геоморфологической терминологии. «Вопросы географии», сб. 46, 1959.
11. Кузнецов С. С. Вопросы геоморфологии Кавказа. В кн.: «Геология СССР», т. X, Закавказье, ч. I, Геологич. описание. Гостеолиздат, М.—Л., 1941.
12. Милановский Е. Е. Непейшая тектоника Кавказа. «Недра», 1968.
13. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
14. Физическая география Армянской ССР (Հայկական ՍՍՀ ֆիզիկական աշխարհագրություն, Հայկ. ՍՍՀ ԳԱ հրատ., 1971).
15. Щукин И. С. Общая морфология суши, т. 2, ОНТИ, 1938.
16. Энциклопедический словарь географических терминов. Изд. «Советская энциклопедия», М., 1968.

УДК 551.482.214

И. Г. ХАХАНОВ

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕК АРМЯНСКОЙ ССР

Вопросы гидрохимической характеристики и химической денудации поверхностных вод отдельных районов Армянской ССР рассматривались ранее в работах С. Я. Лятти [5, 6], Г. К. Габриеляна [2, 3], Р. Л. Лачиновой [4] и др.

В настоящей работе на основании данных химических анализов вод рек, приведенных в гидрологических ежегодниках УГМС, нами рассчитаны среднегодовые характеристики ионного состава и химическая денудация поверхностных вод Армянской ССР.

Средние содержания ионов в воде, пересчитанные в виде многолетних среднегодовых величин, приведены в табл. 1.

Воды Армянской ССР, в основном, мягкие. Средняя величина жесткости для всех речных бассейнов составляет около 2,40 мг/экв. Исключение составляют реки Раздан и Севджур. Жесткость их вод находится в пределах от 4,85 мг/экв. до 5,98 мг/экв. [8]. Малой минерализацией обладают 48,6% рек, а средней — 51,4%. Рек с повышенной минерализацией в Армянской ССР нет. В табл. 1 наглядно видно, насколько разнообразен ионный состав речных вод. На схематической карте (фиг. 1) в общих чертах представлен химический состав речного стока: отдельные бассейны рек заштрихованы согласно высчитанному нами усредненному химическому составу сборных проб. Таким образом, при построении карты сделано большое допущение—химический состав вод сборных проб отнесен ко всему бассейну. Но даже такая общая характеристика рек говорит о связи их химического состава с геологическим строением бассейнов.

Как видно по карте, основным химическим типом поверхностных вод Армянской ССР являются гидрокарбонатно-сульфатные, кальциево-магниевые-натриевые воды. На этом фоне выделяются несколько бассейнов с измененным химическим составом. Это, в основном, центральная часть республики в пределах соленосной площади и прилегающих к ней районов. Здесь в химическом составе вод заметное место занимают хлор и натрий, иногда магний.

Наиболее резко изменен химический состав р. Раздан. Вода реки гидрокарбонатно-хлоридная, магниевое-натриево-кальциевая. Здесь, как мы видим, магний переходит на первое место в катионном составе. Это связано с тем, что в водах р. Раздан огромную долю составляет вода озера Севан. Переход хлора и натрия на второе место в химической формуле разданской речной воды связан как с озерной водой, так и с влия-

Таблица 1

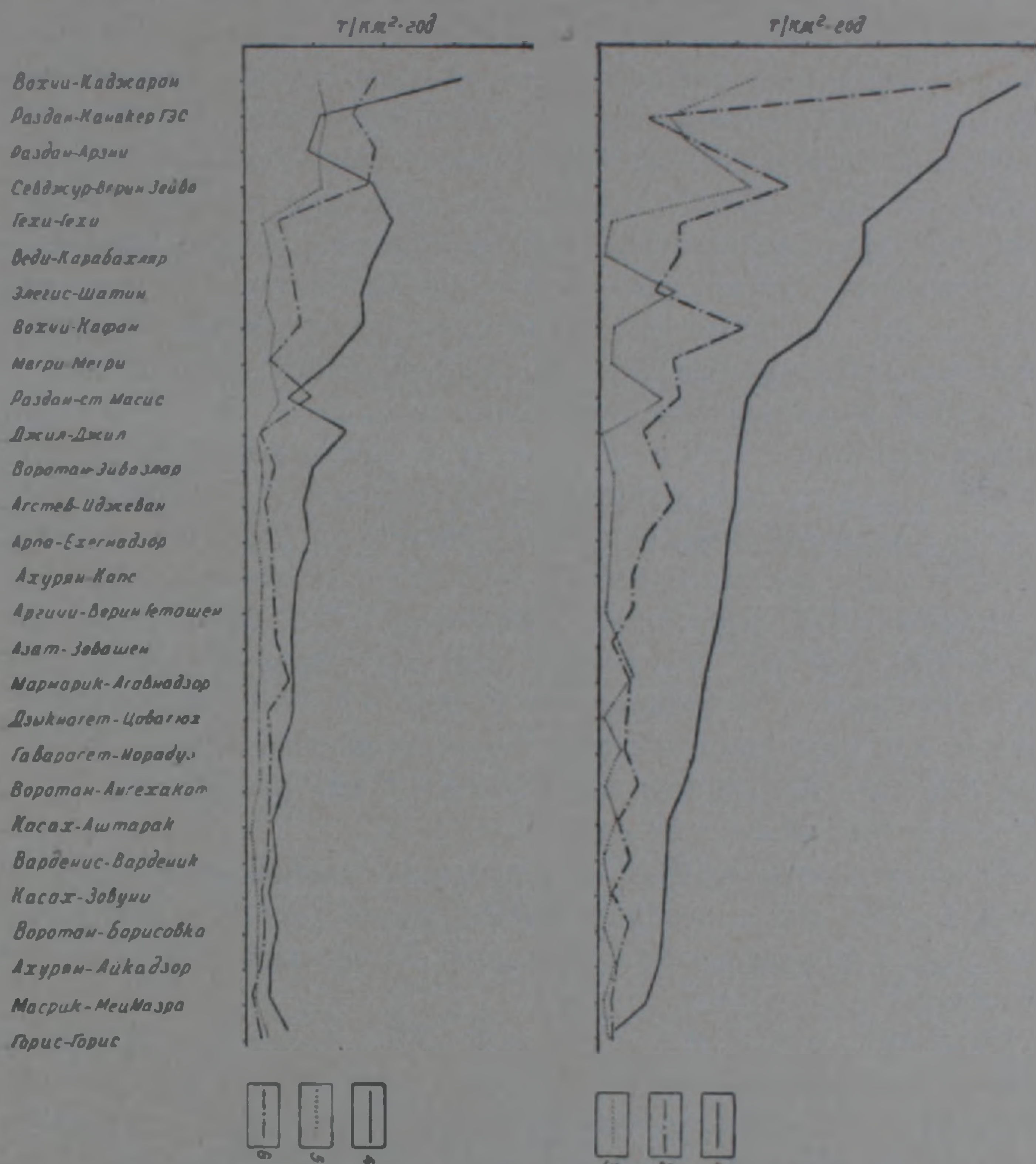
Среднегодовые характеристики химического состава вод некоторых рек Армянской ССР в мг/л

№ по карте	Река—пункт	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ [']	SO ₄ [']	Cl [']	Общая минерализация	H ₂ SiO ₃	Формула химического состава воды
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Ахурян—Капс	25,0	8,0	11,7	116,4	15,5	4,1	196,4	15,7	Mo,20 $\frac{\text{HCO}_3^+ 81 \text{ SO}_4^+ 14}{\text{Ca } 52 \text{ Mg } 27 \text{ Na } 21}$
2	Ахурян—Айкацзор	35,2	12,1	20,4	101,8	25,8	10,0	235,9	20,6	Mo,29 $\frac{\text{HCO}_3^+ 76 \text{ SO}_4^+ 16}{\text{Ca } 48 \text{ Mg } 27 \text{ Na } 24}$
3	Гукасян—Красар	16,7	8,0	8,1	92,9	6,2	5,1	155,4	18,4	Mo,16 $\frac{\text{HCO}_3^+ 85}{\text{Ca } 45 \text{ Mg } 36 \text{ Na } 19}$
4	Дебед—Мегрут	39,8	13,7	15,9	173,7	26,8	8,3	306,3	28,1	Mo,31 $\frac{\text{HCO}_3^+ 78 \text{ SO}_4^+ 15}{\text{Ca } 52 \text{ Mg } 30 \text{ Na } 18}$
5	Дебед—Ахтала	26,8	6,1	13,5	99,5	26,9	5,6	198,4	20,0	Mo,20 $\frac{\text{HCO}_3^+ 69 \text{ SO}_4^+ 24}{\text{Ca } 55 \text{ Na } 24 \text{ Mg } 21}$
6	Чичкан—близ устья	29,4	8,6	12,9	141,2	16,3	1,2	226,7	17,1	Mo,23 $\frac{\text{HCO}_3^+ 86 \text{ SO}_4^+ 13}{\text{Ca } 54 \text{ Mg } 26 \text{ Na } 20}$
7	Ташир—Сараговка	36,6	9,8	15,0	179,3	15,9	2,9	271,3	11,8	Mo,27 $\frac{\text{HCO}_3^+ 88 \text{ SO}_4^+ 10}{\text{Ca } 55 \text{ Mg } 25 \text{ Na } 20}$
8	Дзорагет, ниже впадения р. Гаргар	22,3	4,6	8,6	93,7	11,3	1,8	163,6	21,0	Mo,16 $\frac{\text{HCO}_3^+ 84 \text{ SO}_4^+ 13}{\text{Ca } 60 \text{ Mg } 20 \text{ Na } 20}$
9	Агстев—Иджеван	40,0	10,3	13,7	170,4	23,5	3,9	277,8	16,0	Mo,28 $\frac{\text{HCO}_3^+ 82 \text{ SO}_4^+ 15}{\text{Ca } 58 \text{ Mg } 25 \text{ Na } 17}$
10	Агстев—Дилижан	28,8	6,5	12,5	124,8	15,8	3,2	205,2	13,6	Mo,21 $\frac{\text{HCO}_3^+ 83 \text{ SO}_4^+ 13}{\text{Ca } 57 \text{ Mg } 22 \text{ Na } 22}$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
11	Касах—Зовуни	20,0	7,1	12,5	98,8	10,3	9,5	185,3	29,1	$M_{0,19} \frac{HCO^3 77 Cl 13 SO^4 10}{Ca 47 Mg 27 Na 25}$
12	Касах—Аштарак	22,8	8,5	17,3	114,2	13,8	13,6	214,7	24,5	$M_{0,21} \frac{HCO^3 74 Cl 25 SO^4 11}{Ca 44 Na 29 Mg 27}$
13	Мармарик—Агавнадзор	18,4	4,9	15,6	79,2	11,0	12,5	162,3	17,0	$M_{0,16} \frac{HCO^3 69 Cl 18 SO^4 12}{Ca 46 Na 34 Mg 20}$
14	Раздан—Арзни	31,1	37,8	63,5	333,4	18,0	48,1	545,9	13,9	$M_{0,55} \frac{HCO^3 76 Cl 19}{Mg 42 Na 37 Ca 21}$
15	Раздан—Канакер ГЭС	41,7	47,5	62,3	408,4	14,7	47,4	635,2	13,2	$M_{0,64} \frac{HCO^3 81 Cl 16}{Mg 45 Na 31 Ca 24}$
16	Раздан—ст. Масис	49,5	35,6	62,5	275,8	73,5	68,0	585,2	20,3	$M_{0,59} \frac{HCO^3 57 Cl 24 SO^4 19}{Mg 36 Na 34 Ca 30}$
17	Севджур—Верин Зейва	48,6	28,9	45,9	223,8	69,2	55,2	495,4	23,8	$M_{0,50} \frac{HCO^3 55 Cl 23 SO^4 22}{Ca 36 Mg 35 Na 29}$
18	Дзыкнагет—Цовагюх	18,4	5,1	7,7	79,2	10,2	1,7	135,9	13,6	$M_{0,14} \frac{HCO^3 83 SO^4 13}{Ca 72 Mg 16 Na 13}$
19	Гаварагет—Норадуз	21,2	9,6	14,1	111,6	15,2	11,2	203,9	21,0	$M_{0,20} \frac{HCO^3 74 SO^4 13 Cl 13}{Ca 43 Mg 32 Na 25}$
20	Джил—Джил	56,1	8,8	9,3	157,4	13,5	1,5	259,4	12,8	$M_{0,26} \frac{HCO^3 89}{Ca 71 Mg 18 Na 10}$
21	Масрик—Мец Мазра	32,4	9,9	5,1	138,6	13,4	2,3	217,5	15,8	$M_{0,22} \frac{HCO^3 87 SO^4 11}{Ca 61 Mg 31}$
22	Варденис—Варденик	21,7	3,8	7,1	66,4	9,8	2,5	130,9	19,6	$M_{0,13} \frac{HCO^3 80 SO^4 15}{Ca 64 Mg 18 Na 18}$
23	Мартуни—Гехавит	11,1	4,0	4,9	43,9	15,3	0,9	102,6	22,6	$M_{0,10} \frac{HCO^3 67 SO^4 30}{Ca 50 Mg 30 Na 19}$

1	2	3	4	5	6
24	Аргичи—Верин Геташен	15,5	4,9	8,3	74,0
25	Азат—Зовашен	19,9	6,2	13,7	94,0
26	Веди—Карабахлар	33,9	7,0	12,5	137,8
27	Элегис—Шатин	33,3	7,0	13,7	132,8
28	Арпа—Ех ег надзор	30,9	7,2	11,9	120,6
29	Воротан—Борисовка	8,8	3,1	5,7	41,8
30	Воротан—Ангехакот	13,1	4,6	7,4	58,4
31	Воротан—Эйвазлар	31,3	7,9	12,8	120,2
32	Горис—Горис	20,3	8,2	7,8	100,7
33	Вохчи—Каджаран	32,1	10,8	19,0	120,7
34	Гехи—Гехи	34,2	6,3	7,5	124,0
35	Вохчи—Кафан	39,4	10,6	19,4	145,6
36	Мегри—Мегри	34,0	10,5	9,5	133,6

7	8	9	10	11
10,2	1,8	132,2	17,5	Mo,13 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 82 SO}^4 \text{ 14}}{\text{Ca 52 Mg 24 Na 24}}$
21,6	6,3	180,4	18,7	Mo,18 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 71 SO}^4 \text{ 21}}{\text{Ca 47 Na 28 Mg 24}}$
20,4	1,6	233,5	20,3	Mo,23 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 85 SO}^4 \text{ 14}}{\text{Ca 60 Mg 21 Na 19}}$
16,1	10,6	234,4	20,9	Mo,23 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 77 SO}^4 \text{ 12 Cl 11}}{\text{Ca 58 Na 21 Mg 20}}$
21,6	5,7	219,7	21,8	Mo,22 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 76 SO}^4 \text{ 17}}{\text{Ca 58 Mg 22 Na 19}}$
9,0	1,0	87,0	17,6	Mo,18 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 77 SO}^4 \text{ 20}}{\text{Ca 46 Mg 27 Na 26}}$
12,6	2,0	119,0	20,9	Mo,12 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 75 SO}^4 \text{ 20}}{\text{Ca 48 Mg 28 Na 24}}$
27,5	6,2	225,5	19,6	Mo,23 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 72 SO}^4 \text{ 21}}{\text{Ca 58 Mg 21 Na 21}}$
12,1	2,3	170,9	19,5	Mo,17 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 84 SO}^4 \text{ 13}}{\text{Ca 50 Mg 33 Na 17}}$
52,2	9,0	253,7	9,9	Mo,25 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 60 SO}^4 \text{ 33}}{\text{Ca 48 Mg 27 Na 25}}$
18,7	3,0	205,1	11,4	Mo,21 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 81 SO}^4 \text{ 15}}{\text{Ca 67 Mg 20 Na 13}}$
48,2	5,7	271,4	10,5	Mo,27 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 67 SO}^4 \text{ 28}}{\text{Ca 54 Mg 24 Na 22}}$
28,6	4,8	233,1	12,1	Mo,23 $\frac{\text{HCO}^3 \text{ 75 SO}^4 \text{ 20}}{\text{Ca 57 Mg 29 Na 14}}$



Фиг. 1. Химический состав речных вод по сборным пробам (средние данные 1954—1966 гг.).

Условные обозначения: 1—гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные кальциево-магниевые-натриевые воды; 2—гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные кальциево-натриево-магниевые; 3—гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-натриево-магниевые; 4—гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые-натриевые; 5—гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-натриево-кальциевые; 6—гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые-натриевые; 7—гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриево-магниевые; 8—гидрокарбонатные кальциево-магниевые-натриевые; 9—гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые.

нием соленосной площади. Наоборот, выпадение хлора и сульфатов из формулы химического состава речных вод и переход натрия на последнее место связаны с районами развития ультраосновных пород, лишенных сульфидного оруденения и т. д. В связи с отмеченным,

представляет большой интерес составление детальной карты химизма рек республики с учетом всех рек и их притоков, больших и малых. Нужно учесть, что химический состав речной воды изменяется в течение года и зависит от соотношения поверхностного и грунтового питания реки.

Нами рассчитаны также среднегодовые значения ионного стока некоторых рек Армянской ССР (табл. 2), что иллюстрирует интенсивность химических эрозионных процессов. Количество ионов, выносимых поверхностным стоком для рек Армянской ССР, колеблется в широких пределах. Для сравнительной характеристики среднемноголетнего годового ионного стока (ионов Ca^{++} , Mg^{++} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, HCO_3^- , в форме CO_3^{--} , SO_4^{--} , Cl^- , H_2SiO_3) воспользуемся значениями показателя ионного стока ($P_{\text{и}}$). Средняя величина $P_{\text{SO}_4^{--}}$ для территории Армянской ССР составляет 8,45 т/км² год, а средняя концентрация ионов SO_4^{--} —21,41 мг/л. Для $P_{\text{Ca}^{++}}$ соответственные величины будут: 9,91 т/км² год и 28,89 мг/л. Средняя величина P_{Cl^-} для рассматриваемой территории составляет 3,62 т/км² год.

Примерно 2/3 территории Армянской ССР имеют величину P_{Cl^-} меньше 2,70 т/км² год. Это говорит еще раз о сравнительно малой концентрации ионов Cl^- в большинстве речных вод Армянской ССР. В ряде районов, как уже было сказано, встречается повышенное P_{Cl^-} до 21,29 т/км² год. Средняя концентрация ионов Cl^- для речных вод Армянской ССР составляет лишь 10,57 мг/л.

Средняя величина $P_{\text{Mg}^{++}}$ для рассматриваемой территории составляет 3,64 т/км² год, а средняя концентрация ионов—10,84 мг/л. Сток ионов Mg^{++} распределен на территории Армянской ССР сравнительно равномерно.

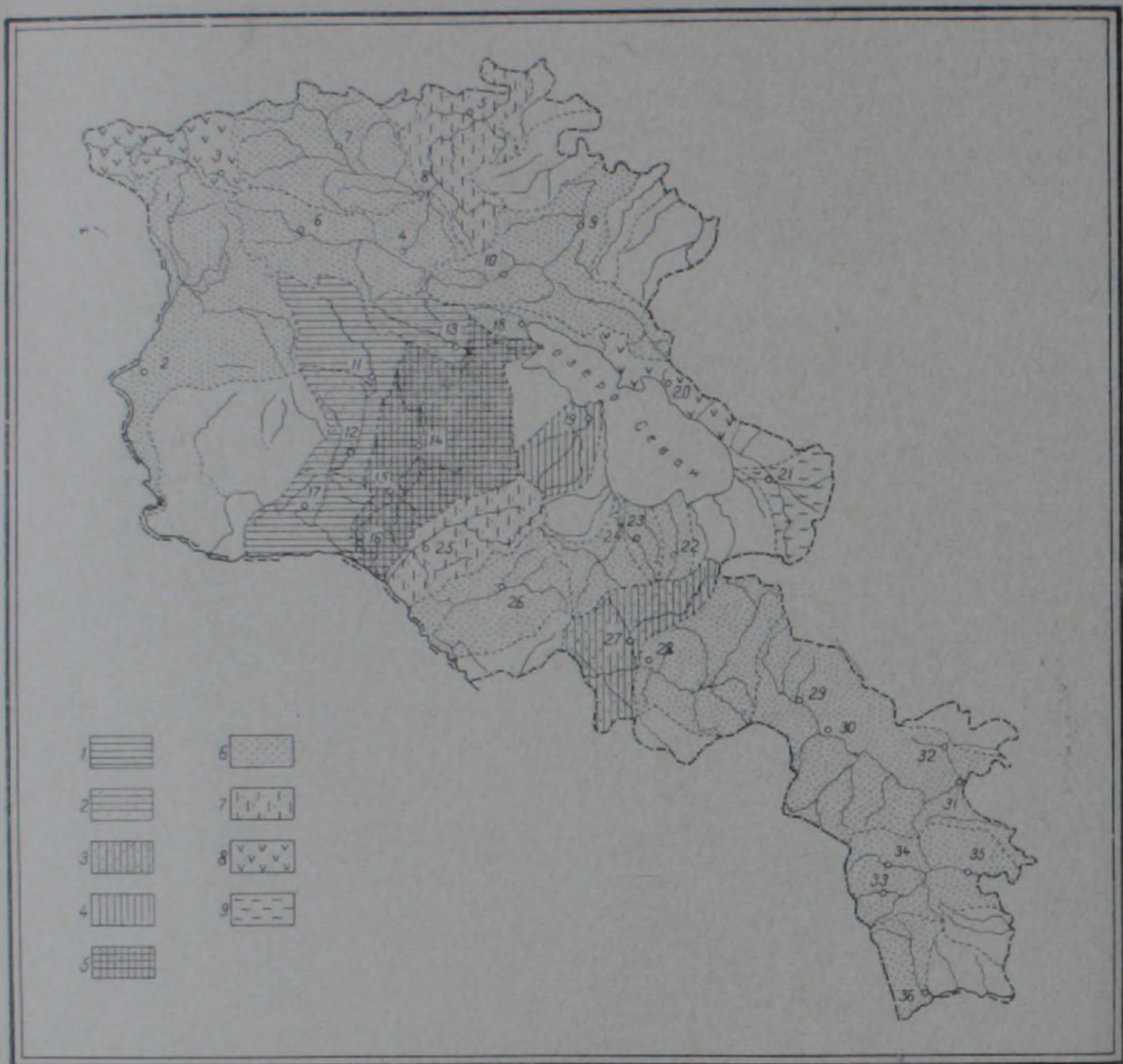
Показатель ионов HCO_3^- , (в форме CO_3^{--}) составляет 22,20 т/км² год. Средняя концентрация ионов HCO_3^- составляет 135,78 мг/л. Средняя величина $P_{\text{Na}^+ + \text{K}^+}$ для рассматриваемой территории составляет 5,92 т/км² год, а средняя концентрация—16,92 мг/л. Средняя величина $P_{\text{H}_2\text{SiO}_3}$ для территории Армянской ССР составляет 5,81 т/км² год, а средняя концентрация — 17,66 мг/л. На фиг. 2 показаны среднегодовые величины показателя ионного стока некоторых рек Армянской ССР. Средняя химическая денудация для земной поверхности составляет 12 мк в год. Для Армянской ССР химическая денудация составляет в среднем 22 мк в год, т. е. значительно больше средней для земного шара. Это связано с большой химической денудацией рек рассматриваемой территории. Для горной реки Терек она составляет 128 мк [7], что почти в 6 раз больше подсчитанной нами средней для Армянской ССР. Выше нами была дана характеристика химической денудации бассейнов некоторых рек Армянской ССР, из которой видно, что в пределах бассейнов рассматриваемых рек, благодаря разнообразию гидрологических, геологических и других условий, величина химической денудации изменяется в широких пределах.

Ионный сток речных бассейнов Армянской ССР неоднороден по длине русла. Он зависит от физико-географических факторов, характера питания рек подземными водами, водного стока и способности пород

Среднегодовые величины показателя ионного стока некоторых рек Армянской ССР за период 1954—1966 гг.

№ по карте	Река — пункт	Площадь водосбора реки, км ²	Модуль водного стока, л/сек.км ²	г/км ² ·год								Химическая денудация, мк в год ¹
				Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻ (в форме CO ₃)	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	H ₂ SiO ₃	Σи	
1	Ахурян—Капс	839	9,5	7,50	2,40	3,51	17,45	4,65	1,23	4,71	41,43 ⁵	16
2	Ахурян—Аикадзор	7990	3,4	3,77	1,29	2,18	8,66	2,76	1,07	2,20	21,90	9
9	Агстев—Иджеван	1270	7,0	8,40	2,28	3,03	18,93	5,19	0,86	3,01	41,77	17
11	Касах—Зовуни	603	6,0	3,78	1,34	2,36	9,14	1,95	1,80	5,50	25,89	10
12	Касах—Аштарак	1020	5,7	4,04	1,50	3,06	10,10	2,41	2,41	4,34	27,88	11
13	Мармарик—Агавнадзор	395	12,0	6,96	1,85	5,90	14,95	4,16	4,73	6,43	44,95	18
14	Раздан—Арзни	6020	9,2	9,02	10,96	18,42	48,35	5,22	13,95	4,03	109,92	44
15	Раздан—Канакер ГЭС	6330	7,9	10,38	11,83	15,51	50,85	3,66	10,80	3,29	106,30	43
16	Раздан—ст. Масис	7140	4,7	6,33	5,27	9,25	20,41	10,88	9,06	3,00	64,28	26
17	Сезджур—Верин Зейва	1610	12,2	18,71	11,13	17,67	43,08	26,64	21,29	9,16	147,65	59
18	Дзыкнагет—Цовагюх	88,3	11,9	6,90	1,91	2,89	14,48	3,83	0,64	5,10	35,79	14
19	Гаварагет—Норадуз	467	7,5	4,92	2,28	3,34	13,22	3,60	2,65	4,98	34,99	14
20	Джил—Джил	10,0	8,0	14,40	2,22	2,34	19,82	3,40	0,38	3,23	45,77	18
21	Масрик—Мец Мазра	327	3,2	3,27	1,00	0,52	7,00	1,35	0,23	1,60	14,92	6
22	Варденис—Варденик	105	15,0	4,11	1,20	3,17	9,77	4,26	0,66	6,05	29,21	12
24	Аргичи—Верин Геташен	380	14,4	7,04	2,22	3,77	16,78	1,63	0,82	7,95	43,25	17
25	Азат—Зовашен	526	10,7	6,71	2,10	4,62	15,82	7,28	2,12	6,30	44,96	18
26	Веди—Карабахлар	329	5,2	18,37	3,79	6,78	37,35	11,00	0,87	11,00	89,14	36
27	Элегис—Шатин	470	16,2	17,00	3,58	7,00	33,93	8,23	5,42	10,68	85,88	34
28	Арпа—Ехегнадзор	1220	9,4	9,15	2,13	3,52	17,85	6,39	1,69	6,45	47,14	19
29	Воротан—Борисовка	507	13,9	3,85	1,37	2,50	9,13	3,94	0,44	7,71	28,92	12
30	Воротан—Ангехакот	787	13,0	5,37	1,89	3,03	11,97	5,17	0,82	8,57	36,89	14
31	Воротан—Эйвазлар	2020	10,0	9,86	2,40	4,03	18,93	8,66	1,95	6,17	52,00	21
32	Горис—Горис	80	9,6	6,15	2,48	2,36	1,53	3,67	0,70	5,91	22,80	9
33	Вохчи—Каджаран	120	31,3	31,68	10,66	18,75	59,57	51,52	8,88	9,74	190,80	76
34	Гехи—Гехи	195	19,4	20,93	2,46	4,59	37,48	11,44	1,84	6,98	85,72	31
35	Вохчи—Кафан	685	13,4	16,67	4,48	8,21	30,80	20,39	2,41	4,44	87,40	35
36	Мегри—Мегри	274	11,5	12,34	3,79	3,45	24,25	10,38	1,74	4,39	60,34	24

¹ При среднем объемном весе, равном 2,5.



Фиг. 2. Среднегодовые величины показателя ионного стока некоторых рек Армянской ССР.

Условные обозначения: 1 — HCO_3^- (в форме CO_3); 2 — SO_4^{2-} ; 3 — Cl^- ; 4 — Ca^{2+} ; 5 — Mg^{2+} ; 6 — $\text{Na}^+ + \text{K}^+$.

сопротивляться химической денудации, трещиноватости пород и наличия водопроницаемых прослоек, способствующих вымыванию солей.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5 V 1972.

Ի. Գ. ԽԱԽԱՆՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԵՏԵՐԻ ՀԻՄՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ որոշ գետերի ավազանների ջրերի քիմիական կազմի և ռեժիմի տվյալների մշակման և հաշվարկումների հիման վրա բերվում են քիմիական կազմի և իոնային հոսքի տարեկան միջին մեծությունների ցուցանիշները:

Այդ ցուցանիշների միջոցով բնութագրվում են ապարների հողմնահանրումից ստացված նյութերի արտահանման և միգրացիայի վերջնական արդյունքները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. «Наука», М., 1964.
2. Габриелян Г. К. Процессы выветривания Вулканического нагорья Армянской ССР. Изд. Ер. Гос. ун-та, 1962.
3. Габриелян Г. К. Твердый сток и денудация Вулканического нагорья Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 3, 1966.
4. Лачинова Р. Л. Гидрохимическая характеристика оз. Севан и его бассейна. Гидрохим. материалы, т. LI, 1969.
5. Лятти С. Я. Гидрохимическое исследование оз. Севан и его притоков. Бюлл. бюро гидромет. исслед. на оз. Севан, № 7—8, Ереван, 1929.
6. Лятти С. Я. Гидрохимический очерк озера Севан. Мат. по исслед. оз. Севан и его бассейна, ч. IV, вып. 2, Л., 1932.
7. Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз, М., 1955.
8. Хахинов И. Г. К вопросу о взаимоотношении ионного стока и взвешенных наносов рек на примере Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 6, 1970.

УДК 502 (091)

Д. Р. НАЗАРЕТЯН

ИЗ ИСТОРИИ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ (XIX—нач. XX вв.)

История географического изучения Армянского нагорья восходит к глубокой древности. Первые сведения о природе и хозяйстве Армении мы находим в трудах античных авторов (Геродот, Страбон, Птоломей, Ксенофонт и др.).

Интересные и подробные сведения о географии страны содержит «История Армении» Мовсеса Хоренаци (V в.). Не менее существенный вклад в историю изучения Армении и сопредельных стран вносит «Армянская география»—«Ашхарацуиц» (VI—VII вв.). Немало сведений о ней в сочинениях древних классических и арабских писателей. Сообщали об Армении и путешественники средних веков (Марко Поло, Афанасий Никитин).

Интерес к природе, истории Армении не ослабевает и в последующие века. В XVIII—XIX столетиях она становится объектом исследований со стороны западноевропейских и русских исследователей.

В XVIII в. изучение Армении тесно связано с деятельностью дипломатических и торговых миссий как из России, так и из стран Западной Европы.

Огромное значение торговли с Персией (Иран) и сложные политические взаимоотношения как с ней, так и с Турцией, Кавказом и Закавказьем вызывают многочисленные поездки в эти страны (Ф. Ф. Бартоломей «Дневник посольства князя Меншикова в Персию», В. П. Бороздна «Краткое описание путешествия Русско-императорского посольства в Персию» и т. д.). Участники посольств сообщают и данные об Армении, носящие случайный, фрагментарный характер. Но отчеты послов не внесли заметного вклада в географическое познание Армении; они явились лишь доказательством пристального внимания русских к пограничным или близко лежащим от России территориям.

История общественного развития в XIX и начале XX вв. оказала громадное влияние на развитие науки и культуры. Географические исследования указанного периода вообще, и в частности в Армении, были тесно связаны с ростом капиталистических отношений, что способствовало познанию природных условий, ресурсов края и расширению исследовательских работ в определенных практических целях (А. А. Мусин-Пушкин, Э. И. Эйхвальд).

К первым десятилетиям XIX в. относятся отличающиеся разнообразием работы Дюбуа-де Монперрэ, К. Коха, Коленати, М. Вагнера,

хотя последние в сущности задавались целью представить общие очерки о Кавказе, и потому их работы отчасти носят описательный характер. Кохом впервые отмечено своеобразие горно-степной растительности южного Закавказья, выделены, так называемые, «трагакантовые степи», характерные для Армении и пограничных с ней областей Ирана и Анатолии [3].

Годы, последовавшие непосредственно после присоединения Армении к России, характеризуются более углубленными, разносторонними исследованиями природы и хозяйства, учетом природных ресурсов и их эксплуатации (Мерлини, В. Легкобытов, И. Шопен).

Описываемый период характеризуется также большим числом исследований различных областей Кавказа и Закавказья: «Военно-топографическое описание», «Военно-статистическое описание» и пр. Все они однотипны и написаны, примерно, по одному плану: общие географические данные, состав населения, хозяйство, торговля, политическое состояние и т. д. Причем отдельные природные компоненты рассмотрены с точки зрения их влияния на хозяйственную деятельность. Полнота освещения различных компонентов не одинакова, отражая степень их изученности и уровень географической науки в период составления описаний.

История географической изученности Армении находит свое отражение и в деятельности сосланных на Кавказ декабристов (Е. Лачинов, В. Вольховский, А. Гангеблов, А. Бестужев-Марлинский, Д. Искрицкий).

Из дневника Е. Лачинова явствует, что будучи в Армении, он работал над трудом, посвященном описанию этой страны.

«Генерал Красовский поручил мне заняться составлением статистического описания Эриванской области (1828)... я с полным усердием приступил к работе» (ЦГИА Грузии, фонд 1087, опись 1, ед. хр. 1081).

Это, по всей вероятности, была работа аналогичная тем, которые в то время, в 20—30-х годах XIX в., составлялись на Кавказе.

1829 год составил целую эпоху в летописи географических открытий в Армении. Год этот ознаменовался экспедицией профессора Дерптского университета Ф. Паррота в сопровождении Х. Абовяна и нескольких студентов того же университета: М. Б. Адлерскрона, Ю. Гана, К. Ф. Шимана и В. Ф. Федорова с целью исследования Арарата.

В результате экспедиции вершина библейской горы впервые была покорена человеком; барометрически определена высота Арарата (5280 м), разнящаяся незначительно (124 м) от полученной впоследствии (1850 г.) тригонометрической высоты.

Парротом впервые установлен вулканический характер пород, слагающих Арарат, и последний отнесен к вулканам [2]. Результаты экспедиции изложены ученым в «Путешествии на Арарат» (Берлин, 1834).

С именами О. Куна, К. Гурьева, Г. Воскобойникова связаны изыскания полезных ископаемых и водных ресурсов. Последний фактически является первым исследователем многих месторождений Армении: мед-

ных и полиметаллических. Им же впервые дано описание минеральных вод Джермука (Исти-су).

Но все названные исследователи ограничивались кратковременным осмотром известных уже месторождений; углубленное изучение геологического строения Армении связано с деятельностью Кавказского горного управления.

Первым геологом, в течение многих лет систематически изучавшим недра Армении, был выдающийся для своего времени ученый Герман Абих. Его многочисленные труды явились основой правильного толкования сложного строения Кавказа и особенно Армении.

В обобщающих геологических работах («Геологические наблюдения в нагорной стране между Курю и Араксом», «Геологические очерки Закавказья», «Геологические наблюдения во время путешествия по Кавказу» и др.), насыщенных также географическим материалом, были заложены основы знаний о природе края, в частности об орографическом строении и его гидрографии. Ученый широко пользуется при описании территории сравнительно-географическим методом [6].

Разрозненные исследования, проведенные в конце XVIII и начале XIX вв., подготовили более систематическое, научное изучение Армении и освоение ее природных богатств со второй половины XIX в., когда на смену исследователям-одиночкам приходят коллективы научных учреждений.

Если в первое 50-летие XIX в. ведущими в организации географических экспедиций были Академия наук и некоторые научные учреждения (Московское общество испытателей природы—1805, Горный департамент—1807 г. и т. д.), то со второй его половины—специальные научные общества (Главная физическая обсерватория—1843, Русское географическое общество—1845, Географическое отделение общества естествоиспытателей—1890). Немаловажную работу проводили и организации, связанные с изучением природных ресурсов: земельных, водных—Министерства Путей сообщения, Земледелия, Государственных имуществ, горные и лесные ведомства.

Географическое изучение Армении усиливается с организацией в Тифлисе Кавказского отдела Русского географического общества (1851), зарекомендовавшего себя многочисленными исследованиями, проведенными в этом интересном крае. Отдел явился одним из организаторов экспедиций Г. В. Абиха, И. И. Ходзько, Г. И. Радде и др.

В 1847—1863 гг. в Закавказье создается первая триангуляционная сеть и проводятся съемочные работы под руководством Ходзько.

В 1856 г. он совершает свое известное восхождение на Арарат, для измерения с его вершины вертикального угла главных пунктов тригонометрической сети. Результатом 6-дневного пребывания Ходзько на вершине Арарата явились метеорологические и геодезические наблюдения. Первые были соединены в одну таблицу А. Морицем (участник экспедиции, директор Тифлисской физической обсерватории) и изданы в Тифлисе (Тбилиси) в 1861 году.

Благодаря геодезическим измерениям стало возможным определение с большой точностью высоты Арарата—16915 ф. (5156 м) (по современным данным—5165 м). Эта цифра была получена Ходзько после тщательной обработки наблюдений с 13 первоклассных пунктов. По барометрическому же определению Аби́ха высота Арарата равняется 16953 ф. (5185 м), так что разность между двумя последними определениями незначительна (37 ф).

В результате триангуляции стало возможным производство весьма верных топографических съемок, составление точных карт.

С 1862 г. было начато составление и издание новой 10-верстной карты Кавказа, взамен устаревшей (1847). Обилие данных о рельефе позволило в 1864—1865 гг. изготовить рельефную карту [9] (первая рельефная карта 10 верст в дюйме была вылеплена в 1853 г.).

70—80-е годы знаменуются значительными достижениями в области географического изучения Армянского нагорья, что несомненно тесно связано с политическими судьбами страны.

Развитию капиталистических отношений в Армении способствовала аграрно-крестьянская реформа, проведенная здесь в 1870 году.

Экономическое развитие Кавказа, по словам В. И. Ленина, «характеризуется поразительным ростом горной промышленности в пореформенный период» (Сочинения, т. 3, стр. 491). Это в первую очередь можно было отнести к Армении.

Если в годы Русско-персидской войны (1826—1828) здесь разработка медной руды совершенно не велась, то в 1870 г. на территории Армении действовали уже 9 медеплавильных заводов [1].

Все возрастающий интерес к геологии и географии был обусловлен запросами развивавшейся экономики и торговли, требовавшей знакомства с природными условиями, населением и хозяйственными возможностями страны, организации специальных съемок и изысканий, обследования окраин государства и других мероприятий.

Именно благодаря успехам, достигнутым в географической изученности, была заложена основа для различных специальных исследований—климатических, почвенных, ботанических.

Среди частных географических наук наибольшее развитие получили климатология и география почв, повышенный интерес к которым был вызван нуждами сельского хозяйства.

В работах Г. Вильда (1875), А. И. Воейкова (1884), А. В. Вознесенского (1895) наряду с характеристикой климата Российской империи есть данные и по Армении.

А. И. Воейков первым обратил внимание на климатическую роль снежного покрова, отметив влияние последнего на синоптические процессы, развитие антициклонов. Свои теоретические принципы Воейков связал с антициклонами Армянского нагорья в труде «О зимних антициклонах Армянского нагорья» (1891), посвященном особенностям циркуляции атмосферы в холодный период года, в частности, образованию очагов высокого давления и его влиянию на климат Закавказья.

Относительно метеорологии чувствовалась необходимость в более целесообразном устройстве вспомогательных станций (в 1844 г. организована Тифлисская метеорологическая—магнитометрическая обсерватория, которая в дальнейшем создает сеть станций и на территории Армении, входящей в состав России).

Первая государственная метеорологическая станция в Армении была открыта в 1845 г. в Александрополе (Ленинакан), в Эривани—1849 г., в Баязете (Камо)—1890 г., Джаджуре—1895 г.

Существенный вклад в познание природы Армении внесли эколого-фаунистические работы Г. И. Радде.

В 1867 г. Радде исследует различные области Армянского нагорья, в 1869 г. совершает неудачный подъем на Арарат, в 1871 г. совместно с доктором естествознания Г. И. Сиверсом проходит по среднему течению Аракса, изучает западную часть Карабаха, восходит на Капутджух, Алагяз (Арагац), а затем на Малый и Большой Арарат; в 1874—1875 гг. вновь с Сиверсом и О. Шнейдером совершает путешествие по Армянскому нагорью. В 1890 г. Радде подробно исследует Карабах. В итоге всех перечисленных экспедиций был собран богатый материал по флоре и фауне Армении.

Восхождение на три высшие точки Армянского нагорья (Арарат, Арагац, Капутджух) дало обильный материал для определения высот распространения поясов растительности и сравнительного изучения вертикального распространения растительности на Главном Кавказском хребте и Малом Кавказе. О вертикальном распределении растительности на Большом Арарате Радде приводит много интересных цифр [8], показывающих, что ее верхняя граница находится здесь значительно выше, чем на Главном Кавказском хребте.

Изучением растительного покрова Армянского нагорья занималась группа ученых Русского Географического общества: В. И. Липский (1883), В. И. Масальский (1886), Б. Г. Левандовский (1896), А. В. Фомин (1900), Б. Г. Гриневецкий (1903), Е. Г. Кениг (1903—1906), С. И. Михайловский (1903—1904), Ю. Н. Воронов (1907), Д. И. Сосновский (1911), Б. К. Шишкин (1915—1916) и др.

Итоги интенсивного изучения флоры Армении привели к определению основных растительных зон и поясов (в горах), выявлению закономерностей их развития, выделению флористических областей (Я. С. Медведев, Н. И. Кузнецов).

Н. И. Кузнецовым в основу деления на флористические области положен географо-исторический принцип, позволяющий выяснить процесс возникновения, изменения и развития отдельных ботанических провинций и всего растительного покрова в целом. Им выделены четыре основных типа растительности: лесной, степной, нагорно-ксерофитный и альпийский.

Н. И. Кузнецовым Армения выделяется в самостоятельную ботаническую «провинцию» ксерофитов нагорной Армении [5].

Большое значение для науки имели путешествия по Кавказу и, в

частности, по Армянскому нагорью основоположника генетического почвоведения В. В. Докучаева.

В 1898—1899 гг. он в многочисленных маршрутах прошел по территории Армении. Во время этих поездок им были установлены вертикальные (высотные) почвенные зоны.

Окончательное обоснование закона вертикальной зональности могло быть сформулировано Докучаевым, благодаря конкретному изучению природы Кавказа и, в особенности, Армении, где им были исследованы почвы Лорийского, Ахалкалакского, Ленинаканского, Карсского плато, долины Аракса, бассейна озера Севан.

В 1899 г. Докучаевым была составлена почвенная карта Кавказа.

Работами Докучаева и Кузнецова закладываются основы более высокой научной стадии исследований природы Армении. Прimitивные географические описания заменяются глубоко научным анализом взаимодействия отдельных элементов природы.

Изучение почв Армении в дальнейшем было продолжено С. А. Захаровым—учеником В. В. Докучаева.

Большое значение имеют работы С. А. Захарова («О почвенных областях и зонах Кавказа» 1913, «К характеристике высокогорных почв Кавказа»—1914), осветившие своеобразие почвообразования в горах, а именно горно-луговых почв. Им же дано первое почвенное районирование Кавказа и горных стран вообще.

В описываемый период комплексные физико-географические исследования почти не были развиты, лишь И. В. Фигуровский, на основании своих работ, а также трудов С. А. Захарова (1913) и Н. И. Кузнецова (1901) по почвенному и ботанико-географическому районированию, предложил схему деления Кавказа на физико-географические области на климатической основе (1916).

Нагорная часть Армении имеет сухой, резко выраженный континентальный климат, с высокой температурой летнего полугодия, самой низкой—зимнего периода, высокой инсоляцией. Это дало основание И. В. Фигуровскому Армянское нагорье в климатическом отношении отнести к зоне континентальных степных климатов.

В область зоогеографического изучения Армении весомый вклад внесли исследования К. А. Сатунина, в частности, его обобщенная монография, посвященная зоогеографическому районированию Кавказа (1912)—итог 20-летних наблюдений автора. Естественность принятых Сатуниним округов подтверждается и совпадением их в общих чертах с ботаническим делением Я. С. Медведева (1907).

Значительной вехой в дореволюционном изучении животного мира было создание к концу XIX в. Кавказского музея в Тифлисе, ставшего первым местным центром зоологических исследований (А. Н. Казнаков, Р. Г. Шмидт, А. Б. Шелковников, Е. Г. Кениг, Е. А. Лалаянц).

К концу прошлого столетия большое значение приобретает вопрос об орошении. С целью устранения недостатка в оросительной воде составляются соответствующие проекты и предложения по использованию

некоторого количества воды из озера Гокча (Севан), с помощью вытекающей из него реки Зангу (Раздан) и вспомогательных ирригационных канав.

Предварительные изыскания, необходимые для составления выше-названного проекта, были выполнены в течение летних месяцев 1889—1890 гг. экспедицией, руководимой И. И. Жилинским.

Экспедиция произвела подробное исследование озера и всего его бассейна. Изыскания заключались в определении запаса воды в озере и его притоках, свойств озера и колебаний его горизонта, в определении характера берегов, а также единственного его истока р. Зангу [4].

Явление спада вод в озере неоднократно занимает многих исследователей края, но за недостатком соответственных наблюдений и отсутствием точных данных о величине каждого из действующих элементов притока и расхода воды, причины подобных явлений не могли быть вполне выяснены.

Гокча становится объектом многосторонних исследований (Гурьев—1827, Вагнер—1843, Оверин—1856, Данилевский и Гулельми—1885, Дудов—1887, Золотарев—1889, Жилинский 1889—1890, Ивановский—1865, Ландсман—1903, Берг—1910, Марков—1912 и др.). Результаты работ последнего были обобщены в работе «Озеро Гокча» (1912).

Из наблюдений, проведенных Жилинским, Ивановским, Бергом, Марковым и др., и работ Севанского комитета явствует, что колебания уровня озера связаны с изменением климатических условий.

Организацией Кавказского горного управления (1893) знаменуется новый этап в геологической изученности Армении, о чем свидетельствует издание сборника «Материалы для геологии Кавказа», которые, невзирая на все их недостатки, служили и служат тем первоисточником, в котором можно почерпнуть более или менее верные сведения о многих частях Закавказья.

Долгие годы изучению недр Армении посвятили Л. Конюшевский, А. Коншин, Г. Смирнов, А. Эри, А. М. Марголиус и др.

География и геология Армении разрабатывались и местными авторами (А. Е. Арируни, А. Б. Шелковников, А. И. Гукасов). Последним составлена первая геоморфологическая схема всего Армянского нагорья. Автор подразделяет нагорье на две части: западную—складчатую и восточную вулканическую, иллюстрируя картой («Основные черты строения Армянского нагорья», 1901).

Путешественники в XIX и начале XX вв., посещавшие Армению, проявляют большой интерес к Арарату. Этот интерес вызван как библейской легендой о всемирном потопе и Ноевом ковчеге, так и исключительным положением горы, одиноко возвышающейся над равниной.

Вследствие многочисленных восхождений (Ф. Паррот—1829, Г. Абих—1845, И. Ходзько—1850, И. Сиволобов—1882, Е. Марков и Е. Ковалевский—1887, А. Рафалович и П. Млокосевич—1889, А. Ивановский и А. Пастухов—1892, 1893, 1895, А. Евангулов—1902, Э. Розенталь—1910 и др.) Арарат был в биологическом, геологическом и метеоро-

рологическом отношении исследован лучше, чем какая-либо другая из вершин Кавказа.

Обзор материала по истории географического изучения Армении в XIX — начале XX вв. приводит прежде всего к одному основному итогу — усилиями многих ученых, в основном русских, была проделана большая работа по географическому изучению Армянского нагорья, накоплены обширные и весьма существенные сведения: выяснено разнообразие и богатство естественных ресурсов Армении, получены первые сведения о флоре, фауне, климату, сложились представления о хозяйстве и быте населения, выполнена огромная съемочная работа, определено большое число астрономических пунктов, что позволило создать географические карты различных масштабов и типов.

Дореволюционный период выявил ряд актуальных научных и практических проблем. Успешное развитие специальных исследований позволило поставить на повестку дня проблемы комплексного и природного районирования.

О многогранной исследовательской деятельности русских ученых говорят и их труды, послужившие необходимой базой для дальнейшего более глубокого и всестороннего изучения Армении.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 24.XI.1972

Գ. Ռ. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ԱՇԽԱՐՀԱԳՐԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՊԱՏՄՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ (XIX ԴԱՐ Ե XX-ԴԴ ԴԱՐԻ ՍԿԻԶՔ)

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգիվածում շարադրվում է Հայկական լեռնաշխարհի սահմաններում աշխարհագրական հետազոտությունների պատմությունը և տրվում է ֆիզիկա-աշխարհագրական հետազոտությունների կարևոր առանձնահատկությունների ամփոփված բնութագիրը:

19-րդ դարը և 20-րդ դարի սկիզբը համարվում է կարևոր փուլ ոչ միայն Հայկական լեռնաշխարհի քաղաքական, տնտեսական «նվաճման», այլև գիտական՝ աշխարհագրական գիտության հիմնադրման տեսակետից:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адонц М. А. Экономическое развитие Восточной Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1957.
 2. Брик Э. Ю. Араратская экспедиция Ф. Паррота. В сб: «Вопросы истории естествознания и техники», вып. 1 (34), Изд. «Наука», М., 1971.
 3. Мулкиджанян Я. Вопросы истории науки. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1967.
 4. Жилинский И. И. Очерк работ экспедиции по орошению на юге России и на Кавказе. С. Петербург, 1892.
- Известия, XXVI, № 4—6

5. *Кузнецов Н. И.* Принципы деления Кавказа на ботанико-географические провинции. Зап. АН VIII, сер. физ.-мат. отд., 24, № 1, С-Петербург, 1909.
6. *Лебедев Д. М., Есаков В. А.* Русские географические открытия и исследования. Изд. «Мысль», М., 1971.
7. *Нерсисян М. Г.* Из истории русско-армянских отношений. Кн. II, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
8. *Радде Г. И.* Из путевых заметок. Известия КОРГО, т. I, Тифлис, 1872—73.
9. *Симонов Ф. А.* Русские на Арарате. В сб.: «Побежденные вершины», М., 1952.
10. *Ходзько И. И.* Записки о восхождении на вершину Арарата в 1850 году. Известия КОРГО, т. IV (3), Тифлис, 1875.

Г. А. КАРАПЕТЯН

АНДРЕАС АРЦРУНИ

(к 75-летию со дня смерти)

«Чужбина родиной не станет»
Гете

Во второй половине XIX века армянская культура переживала период бурного подъема. Ни национальный гнет и преследования султанского и царского правительств, ни сопротивление местных реакционных сил не смогли остановить прогресса творческих сил армянского народа.



Развитие армянской культуры было тесно связано с новыми изменениями, происшедшими в социально-экономической жизни армянского народа. Разложение феодального строя и развитие капитализма, формирование армянской национальной буржуазии, обострение классовой борьбы, расширение и упрочение экономических, политических и культурных связей с народами соседних стран, Россией и Западной Европой—все это явилось важной предпосылкой для развития армянской культуры.

В развитии армянской общественно-политической мысли и культуры второй половины XIX века большую роль сыграл также бурный подъем передовой русской и мировой мысли, литературы и науки.

В этот период в Армении наблюдается тяга молодежи к приобретению технических знаний в высших учебных заведениях России и Европы. Здесь получили образование и оформились ряд крупных ученых и деятелей культуры—представители передовой армянской интеллигенции. К числу их принадлежит выдающийся ученый-геолог, минералог,

геохимик, член-корреспондент Петербургской Академии наук Андреас Еремеевич Арцруни.

Андреас Еремеевич Арцруни родился 27.11(9.12) 1847 года в Москве в семье генерала русской армии Иеремия Арцруни, происходящего из старинного армянского рода. Получив с братом, в последующем известным общественным деятелем и публицистом, редактором прогрессивной армянской газеты «Мшак» в Тифлисе, Григором Арцруни, блестящее домашнее воспитание, они в 1857 году переехали в Тифлис, где А. Е. Арцруни в 1863 году окончил гимназию. Не получив, в силу своей молодости, даже свидетельства об окончании гимназии, он поступил в числе т. н. «посторонних слушателей» в Петербургский университет и посвятил себя изучению кристаллографии, минералогии и петрографии. Однако пытливого юношу вскоре уже не удовлетворяют лекции, читаемые здесь. Он изучает минералогию, петрографию, химию, но ум его выходит уже за рамки каждой из этих наук. В Петербургском университете А. Е. Арцруни принимает активное участие в студенческих волнениях и сходках. Но политическая обстановка, царившая в России в 60-х годах XIX столетия, политические ограничения, преследования царской охраны и т. д. заставили А. Е. Арцруни покинуть Петербург и продолжать курс обучения сначала в Дерптском (ныне Тарту), а потом в Гейдельбергском университете. Здесь он продолжает развивать идею, которая у него возникла еще в Петербургском университете, а именно—единство связи между химией, минералогией и геологией, изучает закономерности перемещения атомов в кристаллах. Одновременно он занимался в лаборатории выдающегося химика Бунзена, что и предопределило дальнейшее направление его научных исследований. В Гейдельбергском университете А. Е. Арцруни с увлечением изучал богатейшую коллекцию минералов, собранную А. Гумбольдтом и Г. Розе во время своей знаменитой экспедиции на Урале.

После окончания Гейдельбергского университета А. Е. Арцруни в 1870 году вернулся в Тифлис со светлыми надеждами и стремлениями быть полезным своему народу. Здесь он развил активную научную и общественную деятельность. В 1871 году он стал одним из инициаторов основания геолого-минералогического отделения Кавказского музея, коллекцию которого он пополнял до конца своих дней, где бы он не находился; поставил вопрос о развитии химической промышленности в Закавказье, предлагая для этого привлечь сюда русский и иностранный капитал. Весною 1871 года А. Е. Арцруни предпринял путешествие по Кавказу, в результате которого появился ряд интересных статей в газете «Мшак», одним из инициаторов создания и издателем которой был выдающийся ученый.

За время своего сравнительно короткого пребывания в Армении, А. Е. Арцруни провел геологические исследования в северной части Армении: в Туманянском, Степанаванском, Гугаркском и Иджеванском районах. Он был одним из первых исследователей полезных ископаемых

Армении. Результаты своих исследований он изложил в серии статей «Руды Кавказа» [2, 3].

Эти статьи, являющиеся одним из немногих научных работ, написанных им на армянском языке, отличаются весьма широким диапазоном рассматриваемых вопросов и затрагивают самые злободневные задачи развития промышленности и экономики края. В одной из них [1] он дает описание полиметаллического месторождения в районе Джалалоглы (Степанаван), железорудного месторождения в районе села Чатах (Чардах), медно-железных руд Бзовдальского хребта, медных проявлений Дилижана и Фиолетова, подробно останавливается на описании Алавердского меднорудного месторождения. Он с болью говорит о хищнической эксплуатации этого месторождения частными лицами, думающими только о личной наживе, о тяжелых условиях труда и, как положительный фактор, отмечает создание в 1865 году акционерного общества по эксплуатации рудника и заводов. В других статьях он пишет о своих исследованиях месторождений золота, серебра, кобальта [2, 3], дает картину будущего развития горнорудной промышленности Закавказья [4].

На основании исторического материала, свидетельствующего об использовании олова на Кавказе, А. Е. Арцруни высказал предположение о возможности нахождения на территории Кавказа олова, отсутствие которого было для него непонятным при наличии большого количества бронзовых изделий далекого прошлого на территории края. Он предположил, что месторождения олова могут быть найдены в гранитных массивах Закавказья: в бассейне р. Дзирули, Зангезурского района в Армении и Борчалинского района в Грузии.

Активная общественная и научная деятельность, участие в прогрессивных начинаниях и сотрудничество в газете «Мшак», независимость, свободомыслие и передовые взгляды А. Е. Арцруни, проповедуемые им публично и на страницах печати, не могли импонировать местным властям и клерикальным кругам. Учитывая создавшуюся обстановку, А. Е. Арцруни с радостью принимает приглашение немецкого ученого Пауля Грота и переезжает в 1874 году в Страсбургский университет на должность ассистента. С этого времени начинается его блестящая научная карьера.

В 1877 году А. Е. Арцруни приглашается в университет на должность приват-доцента, где работал до 1883 года; после получения степени доктора философии в 1883 году он был назначен профессором кристаллографии и минералогии Бреславльского (Вроцлавского) университета. В 1878 году в Париже, на Первом международном геологическом конгрессе А. Е. Арцруни выступил с докладом о результатах своих кристаллографических и химических исследований арсенопирита. В эти годы (1877—1883) устанавливаются тесные связи между А. Е. Арцруни и почти всеми выдающимися химиками, минералогами и геологами Европы, России. Будучи за границей, он по приглашению Русского мине-

ралогического общества в летние месяцы организует экспедиции на Урал, знатоком минералогии которого он считался.

В 1884 году А. Е. Арцруни получил кафедру минералогии в Высшем техническом училище в Аахене (ФРГ). Эту кафедру он занимал до конца своих дней. Деятельность его в Германии сложилась не очень благоприятно. Как отмечал В. И. Вернадский [7], «являясь одним из самых образованных и авторитетных профессоров в Германии, А. Е. Арцруни стоял в стороне от университетских кафедр. Отчасти причиной этого было его положение иностранца, которое он сохранил в Германии до конца своей жизни. Влияла еще прямота и резкость его характера. Он восставал против национального шовинизма и чрезмерного превознесения науки в Германии».

Нелегко приходилось армянскому ученому на чужбине. В одном из своих писем брату он писал [13]: «Да будет мне дозволено надеяться, что в жизни еще хоть раз буду счастлив, если мне удастся мои силы посвятить Родине и этим доказать, что быть полезным отчизне является предметом моих непрерывных мыслей и вечного стремления». Ту же самую мысль он высказывал профессору В. П. Еремееву, который вспоминал, что постоянным его (Арцруни) желанием, заветной мечтой было поселиться когда-нибудь навсегда в отечестве и приносить ему своими учеными трудами посильную помощь. Какого глубокого трагизма полна судьба Арцруни: блестящий ученый, «пользовавшийся одним из самых громких имен в ряду лучших минералогов всего света» [9], он всю жизнь мечтал о возможности работать на родине, а между тем обстоятельства заставили его искать пристанище в Германии. А. Е. Арцруни никогда не терял надежды вернуться на родину.

Будучи разносторонне образованным ученым, А. Е. Арцруни в своих работах тщательно отмечал результаты всех исследователей, без различия национальностей и языка, на котором они писали. Как справедливо отмечал В. И. Вернадский, многие работы русских исследователей стали известны в научной литературе только благодаря стараниям А. Е. Арцруни. Подобное независимое поведение его приводило к многочисленным стычкам. И, наконец, резкая критика минералогического каталога, составленного профессором Гиршвальдом, вызвало недовольство ряда ученых и навсегда закрыла ему университетские кафедры. Окончились неудачей и его попытки занять кафедры в России и Италии и А. Е. Арцруни остался в Аахене. Здесь он одним из первых стал на сторону научной постановки преподавания дисциплин в высших технических училищах. В дальнейшем во многих училищах была принята его методика.

Как отмечалось выше, А. Е. Арцруни, находясь в Германии, неоднократно бывал на родине, и, как писал В. И. Вернадский [7], «связь с Кавказом не прерывал никогда». Его интересовал также Урал. При поддержке Петербургского минералогического общества А. Е. Арцруни совершил несколько экспедиций на Урал, детально ознакомился и изучил ряд месторождений. Он подробно изучил минералогию Урала, открыл

ряд новых минералов, провел геологические исследования в Сысертском (1879 год), Невьянском и Санарском (1886 год) районах. Совместно с русским ученым Ф. Н. Чернышевым, А. Е. Арцруни опубликовал ряд работ по Уралу, которые в свое время сыграли громадную роль в изучении природных богатств этого края. Стратиграфическая карта, составленная ими, долгое время была единственной для геологов Урала. Глубокие знания минералогии Урала позволили ему составить путеводитель «Минералогические копи Урала» для участников VII сессии Международного геологического конгресса. Научные заслуги А. Е. Арцруни получили высокое признание: в 1895 году он был избран членом-корреспондентом Российской Академии наук.

Кроме Урала А. Е. Арцруни проводил экспедиции в Чили, в Италии, на Кавказе и в Армении, куда он организовал вторую экспедицию в 1892 году¹. Интересные и ценные данные были получены им во время этой экспедиции. Он подробно изучил геологическое строение берегов озера Севан, обратил внимание на необходимость применения в качестве строительных материалов туфолов и туфов, слагающих берега озера.

Арцруни был первым геологом, который провел химические и кристаллографические изучения продуктов вулканического извержения (необходимо отметить, что почти все обмеры кристаллов, кристаллографическое описание и химические анализы минералов производились А. Е. Арцруни). При обследовании вулканического конуса Гутан-даг он дал описание разновидностей обсидианов и объяснил их мерцание, как следствие параллельного расположения бесчисленных микроскопических пустот [5]; дал краткое описание мраморов Агверанского месторождения. Во время этой экспедиции по Закавказью, которая, кстати, была организована с целью ознакомления с вулканами этого края, А. Е. Арцруни совершил восхождение на Малый Арарат (все путешествие длилось 12 недель, из них половину он посвятил обследованию Арарата). Он первый дал описание слагающих пород и кратера этого вулкана. Однако ему не удалось подняться на вершину Большого Арарата. Он ограничился только несколькими маршрутами на его склонах на высоте 3000 м. Собрав большое количество образцов, он пришел к выводу, что Большой и Малый Арарат состоят не из базальтов, а андезитов, как и большая часть Кавказских гор. Но восхождение на Арарат не прошло для Арцруни бесследно; оно нанесло непоправимый удар его легким и состояние его здоровья резко ухудшилось. Как отмечалось выше, своих связей с родиной А. Е. Арцруни не порывал никогда. И вот снова, но уже в последний раз, в августе 1895 года он приезжает в Тифлис, чтобы принять пост издателя газеты «Мшак», перешедшего к нему согласно завещанию скончавшегося Григора Арцруни.

В декабре 1895 года он по поручению Германского геологического общества едет в Британскую Гвину для оценки месторождений золота

¹ Одним из участников Кавказской экспедиции был Леонид Спендиаров.

[6]. Но тропический климат этой страны окончательно подорвал его пошатнувшееся здоровье. Начался туберкулез легких. Можно поражаться его человеколюбием. В одном из своих последних писем [8] в Тифлис редактору газеты «Мшак» он пишет: «В моем возрасте (а ему было только 50 лет) смешно было бы стремиться к обогащению, но иметь деньги, чтобы помогать другим—это уже хорошо».

В 1897 году, за год до своей смерти, А. Е. Арцруни принял активное участие в VII Международном геологическом конгрессе, происходившем в Петербурге под руководством академика А. П. Карпинского. После конгресса он едет на Урал руководителем Уральской экспедиции участников конгресса. После возвращения с Урала А. Е. Арцруни уже вынужден был оставить кафедру в Аахене и уехать в Швейцарию на лечение. Однако его уже ничего не могло спасти. Он умер в местечке Гогенгоннеф на Рейне (Германия) 22. (10).9.1898 года. 1 октября 1898 года тело А. Е. Арцруни, согласно его воле, было перевезено в Тифлис и похоронено на Ходживанкском кладбище рядом с братом, Григором Арцруни.

Зная, что дни его сочтены, он писал П. В. Еремееву [9]: «Последнее ли это письмо, которое я Вам пишу—кто знает? Мне так кажется. Да и подходит время проститься с теми, кто были хороши ко мне, дружески относились». И далее: «...не знаю, удастся ли мне проститься со всеми петербуржцами, но я наперед прошу, чтобы не были на меня в претензии те, которые сами знают, как они были добры ко мне и как я был им обязан».

Научная деятельность А. Е. Арцруни была сосредоточена на нескольких вопросах. Деятельность его в обширной области кристаллохимии, искусственных кристаллов, минералогии началась в 1873 году и продолжалась вплоть до самой его смерти. Перу А. Е. Арцруни принадлежат около 500 научных трудов. Из длинного списка одних только главнейших его трудов [11] можно заключить, какое видное место занимает его деятельность в науке.

А. Е. Арцруни был тонким наблюдателем и экспериментатором, хотя и оставался «в стороне от теоретических обобщений, которые занимают такое место в кристаллографии» [7]. Принадлежа к плеяде виднейших своих современников—Пауля Грота, П. В. Еремеева, А. П. Карпинского, В. И. Вернадского, А. Е. Арцруни приложил много усилий для развития идей региональной, теоретической и экспериментальной минералогии [10]. Ему задолго до применения рентгеновских лучей в кристаллографии удалось раскрыть сущность связи между химическим составом кристаллов и их морфологией.

Громадное значение имели работы А. Е. Арцруни в области экспериментальной минералогии. Он выполнил ряд наблюдений, касающихся искусственного получения минералов (касситерита, куприта и т. д.).

В кристаллографии выдающегося ученого интересовали вопросы химии кристаллов, установления зависимости физических и геометрических свойств твердого вещества от его химического состава.

Наиболее важные работы А. Е. Арцруни относятся к области кристаллохимии. Он впервые сделал попытку выявить закономерность изменения физических свойств минералов в зависимости от их химического состава. Результаты изучения взаимозамещаемости атомов или ионов в кристаллах—явление изоморфизма, он изложил в классической монографии «Физическая химия кристаллов», опубликованной в 1893 году на немецком языке в г. Брауншвейге (Германия). Эта работа представляет собой целый этап в изучении изоморфизма. Высоко оценивая этот труд А. Е. Арцруни, академик В. И. Вернадский писал: «Его работа является монументальным памятником совершенно исключительного владения печатным материалом; он сохранит надолго значение необходимой справочной книги для всякого рода работника в этой области». И действительно, хотя со дня появления этой работы прошло 86 лет, она не потеряла своего значения до наших дней. Работа состоит из введения, четырех глав, посвященных проблемам полиморфизма, изоморфизма, морфотропии и заключения. Отправной платформой для построения изоморфных рядов А. Е. Арцруни избрал химическую сущность изоморфной и гетеровалентной смесимости элементов. Вместе с тем он показал на сотни примерах связь и взаимообусловленность химизма твердых растворов с их физическими свойствами. Рассмотрение А. Е. Арцруни большого экспериментального материала, связанного с изучением предыдущими исследователями возможностей изоморфной смесимости соединений при различных значениях термодинамических интенсивных параметров (температура, давление), привело его к мысли о большом значении последних при изоморфизме в природных химических соединениях—минералах. Появлению этой работы предшествовал горячий спор в науке в начале XIX века между Ж. Прустом и К. Бертолле [14].

В «Физической химии кристаллов» собраны «все имеющиеся в то время сведения по изоморфным смесям как в минералах и искусственных соединениях, так и во многих органических соединениях; в нее вошли все исследования автора, в том числе и все выполненные им лично в очень большом количестве химические анализы минералов» [11].

В честь выдающегося ученого назван найденный им в Чили минерал арцрунит, представляющий собой двойную соль сульфата свинца и хлорида меди— $3\text{CuCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot \text{PbSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Все параметры этого минерала, как и многих других, вычислены на основе измерений А. Е. Арцруни [12].

Ценным теоретическим обобщением было, как отмечает В. В. Щербина, построение А. Е. Арцруни изоморфных рядов химических элементов, наблюдаемых в различных минералах. В изоморфных рядах А. Е. Арцруни вместо прежних представлений об изоморфизме молекул речь идет уже об изоморфизме атомов.

В 1910 году изоморфные ряды А. Е. Арцруни были дополнены В. И. Вернадским и поставлены на генетическую основу: в этих рядах были

выделены изоморфные замещения для магматических, гипергенных и метаморфических образований. Это имело большое значение и получило широкое распространение.

В. И. Вернадский, таким образом, развил и продолжил то ценное открытие, которое было сделано А. Е. Арцруни.

Заканчивая этот небольшой очерк об одном из выдающихся сынов армянского народа Андреасе Еремеевиче Арцруни, отметим, что то громадное наследие, которое он оставил нам, заслуживает самого тщательного изучения, а имя его—чтобы стояло в ряду выдающихся ученых-армян.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 26.IV.1973.

Հ. Ա. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԱՆԴՐԵԱՍ ԱՐՇՐՈՒՆԻ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգվածում նկարագրվում է հայ ազնավոր գիտնական՝ հանքաբան, գեոքիմիկոս և բյուրեղագետ Անդրեաս Երեմի Արծրունու կյանքը և գիտական գործունեությունը 19-րդ դարի երկրորդ կեսին Ռուսաստանում և Անդրկովկասում տիրող քաղաքական ու տնտեսական իրադրության պայմաններում: Տեղեկություններ են բերվում գիտնականի կողմից Հայաստանում և Ուրալում կատարած երկրաբանական ուսումնասիրությունների, բյուրեղների քիմիայի հետազոտությունների, պինդ մարմինների ֆիզիկական ու երկրաչափական հատկությունների ու քիմիական կազմի միջև հաստատված կախվածության մասին:

Նշվում է Ա. Ե. Արծրունու, որպես իզոմորֆիզմի (բյուրեղներում ատոմների կամ իոնների փոխտեղակալման) երևույթի ուսումնասիրման հիմնադիրներից մեկի դերը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арцруни А. Е. Письмо из Лорн. Газ. «Мшак», № 23, 1874.
2. Арцруни А. Е. Руды Кавказа. Газ. «Мшак», № 31, 1874.
3. Арцруни А. Е. Руды Кавказа. Газ. «Мшак», №№ 1—4, 1875.
4. Арцруни А. Е. Сера, ее химические свойства, техническое применение, геологическое положение. Тифлис, 1875.
5. Arzruni A. E. Reise nach Züdkaucasus. "Verhand. der Ges. für Erdkaunde zu Berlin". Bd. XXII, № 8—9, 1895.
6. Арцруни А. Е. Газ. «Мшак», №№ 8, 10 и 22; 1896.
7. Вернадский В. И. Андрей Еремеевич Арцруни (некролог). В кн.: «Очерки и речи», вып. 2. Изд. АН СССР, М., 1922.
8. Геворкян Г. Андреас Арцруни—издатель газеты «Мшак». Журн. «Вестник архивов Армении», № 3, 1966.
9. Еремеев П. В. Андреас Арцруни (некролог). Зап. СПб. минералог. общества, сер. 2, ч. 37, вып. 2, 1899.
10. Маноян В. М. Слово об ученом и человеке. «Гарун», № 3, 1968.

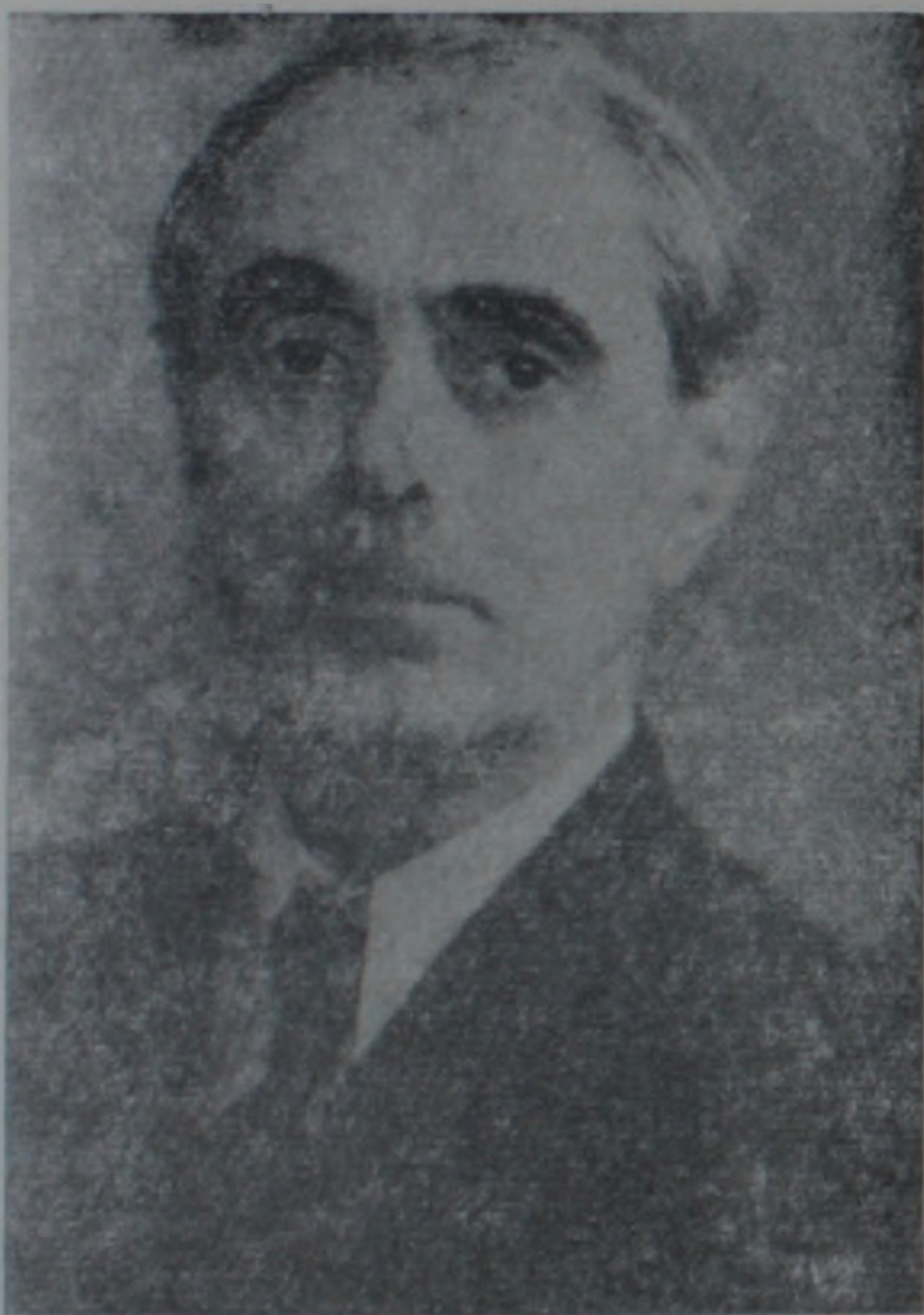
11. Романовский Е. О., Чернышев Ф. Н., Каракаш Н. И., Фадеев К. И. *Arzruni*. Зап. имп. СПб. Минерал. общ-ва, ч. 36, сер. 2, 1899.
12. Справочник «Минералы», т. 2, вып. 1, Изд. АН СССР, М., 1963.
13. Фонды Г. Арцруни в Музее литературы и искусства Армянской ССР.
14. Щербина В. В. Этапы развития учения об изоморфизме. IV Закавказская конф. по истории науки. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.

И. Г. МАГАКЬЯН, Э. Г. МАЛХАСЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

ЧЕЛОВЕК, УЧЕНЫЙ, ПЕДАГОГ

(К 80-летию со дня рождения Л. А. Варданянца)

28-го сентября 1973 года исполняется 80 лет со дня рождения блестящего советского геолога, неутомимого исследователя Кавказа, члена-корреспондента АН Арм. ССР, доктора наук, профессора Левона Арсеновича Варданянца.



К нашему великому сожалению, в этот день он не с нами—скоропостижная смерть 18 мая 1971 года на 78-ом году жизни вырвала его из наших рядов.

Л. А. Варданянц родился 28 (16) сентября 1893 г. в г. Краснодаре (б. Екатеринодар) Кубанской области. В 1911 г. он поступает на горный факультет Донского Политехнического института в Новочеркасске, по окончании которого (1918 г.) получает звание горного инженера.

В 1921—1923 гг. Л. А. Варданянц работал в Юго-Восточном областном управлении промышленных разведок (Краснодар), а затем преподавал в Донском политехническом институте. В 1926 г. Левон Арсенович был зачислен по совместительству в Геологический комитет, а в 1927 г., после переезда в Ленинград, он стал его постоянным сотрудником.

В 1931 г. Л. А. Варданянц направляется на работу в Западно-Сибирское геолого-разведочное управление (Томск). После возвращения в Ленинград в 1932 г., он в течение четырех лет работал старшим геологом Сейсмологического Института АН СССР и консультантом Северо-Кавказского и Азово-Черноморского геологических управлений, а с 1936 г. до последних дней своей жизни—старшим научным сотрудником Всесоюзного научно-исследовательского геологического института в Ленинграде.

В период Великой Отечественной войны Л. А. Варданянц отдает все силы делу изучения месторождений минерального сырья. В 1941—1942 гг. он работал консультантом Северо-Кавказского геологического управления в Ессентуки, а в 1942—1945 гг.—главным геологом и консультантом Узбекского геологического управления Комитета по делам геологии при СНК СССР. Л. А. Варданянц также проводил геологические исследования и изучение месторождений полезных ископаемых в Забайкалье, Грузии, Армении и Турции.

В 1939 г. Л. А. Варданянц защищает докторскую диссертацию, а в 1940 г. утверждается в звании профессора. В 1945 г. он избирается членом-корреспондентом АН Армянской ССР, сохраняя до конца своей жизни самые тесные контакты с геологами Армении.

Круг научных интересов Л. А. Варданянца был чрезвычайно широк.

Перу Левона Арсеновича принадлежит свыше 200 печатных и много рукописных работ, посвященных различным отраслям геологии Кавказа, Средней Азии и Европейской части СССР, а также разработке теоретических вопросов кристаллооптики, минералогии, петрологии и т. д. Но при всем многообразии творческих устремлений Левона Арсеновича особенно рельефно выделяются три главных направления: геология Кавказа, теория Федоровского метода и кристаллический фундамент Русской платформы.

Изучению Кавказа Л. А. Варданянц посвятил многие годы своей жизни. Он был одним из активнейших членов Крымско-Кавказской секции Геолкома, организованной А. П. Герасимовым в 20-х годах. Им была закартирована наиболее труднодоступная часть Кавказа—Горная Осетия. Он впервые составил оригинальную тектоническую карту Кавказа, опубликовал сводный очерк по его металлогении и сейсмотектонике, дал описание различных интрузивных массивов Центрального Кавказа, осветил эпохи древних оледенений на Кавказе и предложил свой способ подсчета снеговой границы.

Исключительную ценность представляют работы Л. А. Варданянца по тектонике Кавказа. Его труд «Сейсмотектоника Кавказа», опубликованный в 1935 г., явился первой сводкой по сейсмотектонике Кавказа и послужил основой для дальнейших исследований в этой области. Кавказ был расчленен Л. А. Варданянцем на четыре тектонических комплекса—Северо-Кавказскую платформу, Большой Кавказ, Рионо-Куринский комплекс и Малый Кавказ, различающихся структурными особенностями и историей колебательных движений. Им сделаны важные

выводы о веерообразности и чешуйчатости строения структурных зон, концентрического и ярусного расположения структур разного возраста, о роли жестких массивов и меридиональной складчатости, инверсии в истории развития Кавказа, роли Русской и Аравийской платформы в формировании структуры Кавказа и др.

Большое внимание уделял Л. А. Варданянц вопросам геоморфологии и четвертичной геологии Кавказа. Еще в 30-х годах он одним из первых среди советских геологов высказал смелое по тому времени мнение о том, что четвертичный период не является спокойным в тектоническом отношении, а представляет настоящий орогенный период, не уступающий по интенсивности движений другим орогенным этапам истории земной коры. Жизнь полностью подтвердила правомерность научных выводов Л. А. Варданянца и ныне общепринятой является концепция о воздействии новейших тектонических движений на формирование сильно расчлененного высокогорного рельефа Большого Кавказа и Антикавказа.

В монографии «Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области», изданной в 1948 г., Л. А. Варданянцем подведен итог его исследований в области геоморфологии и четвертичной геологии. В этой сводке им глубоко проанализированы многие кардинальные вопросы четвертичной геологии Кавказа.

Л. А. Варданянцем написан ряд региональных очерков в многотомных сводных работах по геологии СССР.

Велики заслуги Л. А. Варданянца в создании магматической геологии и металлогении Кавказа; им опубликован ряд работ по неоинтрузиям и оптическим свойствам минералов, в особенности калиевых полевых шпатов.

Особое место в творческом наследии Л. А. Варданянца занимают чрезвычайно интересные и важные в теоретическом отношении исследования в области кристаллооптики и минералогии. Ему принадлежит исключительная роль в дальнейшем развитии федоровского метода. В истории федоровского метода было три главных этапа. Первый этап относится к последнему десятилетию XIX в., когда Е. С. Федоровым были сформулированы главные принципы и задачи метода, хотя и не было дано достаточно разработанной методики исследований на универсальном столике. Вторым главным этапом явилось составление чисто эмпирической методики исследований на универсальном столике в начале десятых годов настоящего столетия со стороны учеников Е. С. Федорова—В. В. Никитина и М. А. Усова, которые положили начало изучению сложных двойников плагиоклаза. В период 1947—1959 гг. Л. А. Варданянц опубликовал серию работ, посвященных изучению сложных двойников плагиоклазов и минералов вообще, стереоскопического метода, триадной теории двойниковых образований минералов и теории федоровского метода. Появление полной теории федоровского метода, разработанной Л. А. Варданянцем, явилось принципиально новым и это надо считать третьим, решающим этапом в истории метода.

В связи с методологически новыми приемами работы Л. А. Варданянц разработал новую конструкцию пятиосного федоровского столика.

Все вышесказанное в отношении практики и теории федоровского метода обобщено в монографии Л. А. Варданянца «Теория федоровского метода», являющейся заключительным звеном в серии его работ, посвященной этой проблеме. Разработанная им методика работы, обоснованная строго математически, при современном уровне развития техники позволяет создать систему, состоящую из федоровского столика и ЭВМ, что даст возможность измерять кристаллооптические константы с высокой точностью при минимальной затрате времени.

С 1955 г. Л. А. Варданянц уделяет большое внимание изучению строения докембрийского фундамента Русской платформы. Уже в 1957 г. им на основании кернового материала глубоких скважин, заложенных в СССР и сопредельных странах, и использования геофизических данных составляется первая геологическая карта фундамента Русской платформы в масштабе 1:5.000.000. Л. А. Варданянц подразделяет породы, слагающие допалеозойское основание платформы, на четыре комплекса и приходит к выводу, что внутренняя структура кристаллического фундамента очень сложная, многоэтажная и возникла в результате наложения одной на другую своеобразно развившихся разновозрастных структур. На основании глубокого анализа имеющегося материала Л. А. Варданянц приходит к смелому выводу о принадлежности платформенного и геосинклинального режимов к крайним, противоположным друг другу формам существования сиалической оболочки Земли. Эта работа Л. А. Варданянца получила высокую оценку на XXI сессии Международного геологического конгресса (Копенгаген, 1960).

В 1964 г. под редакцией Л. А. Варданянца, с участием большого коллектива авторов, была составлена аналогичная карта в масштабе 1:2.500.000.

Л. А. Варданянц, уделяя основное внимание решению важных научных проблем, много сил отдавал и делу подготовки молодых кадров; он преподавал на кафедре минералогии и петрографии Донского политехнического института (1923—1927 гг.), руководил работами аспирантов и научных работников во Всесоюзном научно-исследовательском институте и Геологическом институте АН Армянской ССР.

Многогранная творческая деятельность крупного ученого, сделавшего так много в области геологических исследований, изучения месторождений полезных ископаемых и подготовки молодых кадров, получила высокую и заслуженную оценку Советского правительства, наградившего Л. А. Варданянца орденами Ленина, Трудового Красного Знамени и медалями.

Левона Арсеновича отличала эрудиция, огромная работоспособность, исключительная требовательность к себе и окружающим. Он был чрезвычайно принципиальным и честным как в науке, так и в повседневной жизни. Он был не только крупным ученым, но и умелым руководителем, взыскательным критиком и добрым советчиком, строгим педагогом и муд-

рым, отзывчивым наставником. Он был исключительно интересным человеком.

Таким Левон Арсенович останется в памяти его многочисленных друзей, учеников и коллег.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.VI.1973

С. Ю. БАЛАСАНЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МЕТОДОМ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОФИЛЬТРАЦИОННОГО ПОЛЯ

Широко используемые в настоящее время методы определения гидрогеологических параметров с помощью откачек из скважин, нагнетаний и наливов воды в скважины и шурфы являются весьма громоздкими и трудоемкими.

Нам представляется, что определение основных гидрогеологических параметров—скорости фильтрации V и коэффициента фильтрации K может быть проведено более рационально методом естественного электрофильтрационного поля.

Фильтрация воды через горные породы создает при перепаде давления ΔP разность потенциалов фильтрации

$$\Delta U_{\phi} = K_{\phi} \Delta P, \quad (1)$$

где K_{ϕ} —коэффициент электрофильтрационной активности породы. Эта связь подтверждена данными лабораторных и полевых исследований [1, 2].

Заменяя в написанной формуле ΔP разностью уровней воды ΔH на интервале Δx , будем иметь

$$\text{grad } U_{\phi} = \frac{\Delta U_{\phi}}{\Delta x} = K_{\phi} J,$$

где $J = \frac{\Delta H}{\Delta x}$ —градиент напора, равный на основании формулы Дарси

$$J = \frac{V}{K}.$$

Подставляя это значение в выражение для градиента потенциала, окончательно можно написать

$$V = C \text{ grad } U_{\phi}, \quad (2)$$

при этом $C = \frac{K}{K_{\phi}}$ для данной фильтрующей среды и при неизменной минерализации воды есть величина постоянная.

Экспериментальное подтверждение полученной связи было осуществлено с помощью описанной нами в работе [2] лабораторной установки, основной ячейкой которой является заполненная кварцевым песком стек-

лянная трубка с дополнительным приспособлением, представляющим собою стеклянный отвод с песком, в котором не происходила фильтрация воды. В гнезда основной трубки помещались неполяризующиеся электроды особой конструкции (фиг. 1), э.д.с. собственной поляризации кото-

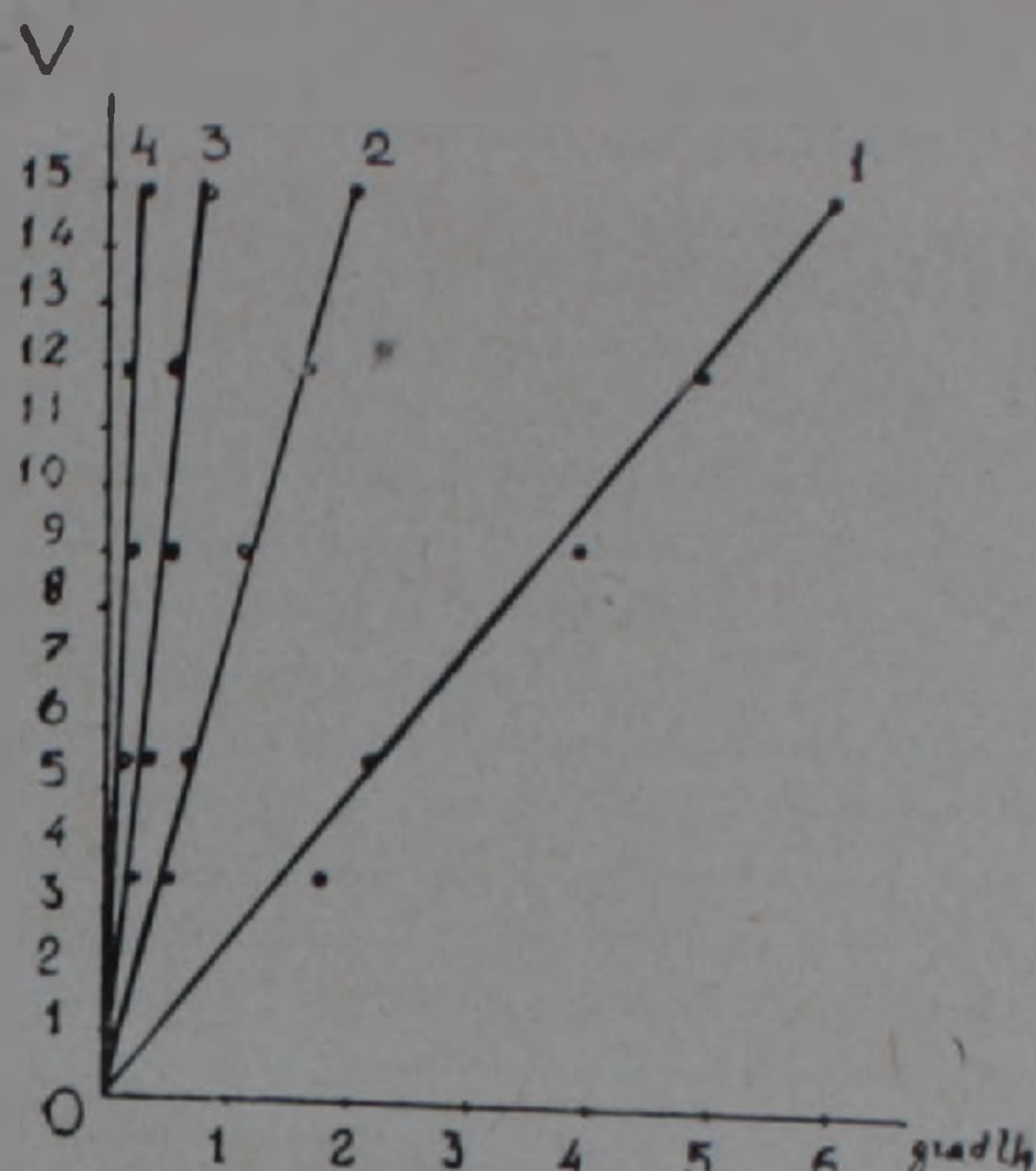


Фиг. 1. Неполяризующийся хлорсеребряный электрод.

1—стеклянный сосуд; 2—серебряная пластинка, покрытая хлористым серебром; 3—пористое стекло; 4—насыщенный раствор KCl; 5—резиновая пробка; 6—соединительный провод.

рых не превышала 0.5 мв и практически оставалась неизменной. Электроды этой конструкции выгодно отличаются от меднокупоросных электродов и хлорсеребряных пластин с непосредственным контактом. При моделировании для меднокупоросовых электродов трудно добиться устойчивых и низких значений собственной поляризации. Кроме того, они подвержены диффузным явлениям, что значительно затрудняет их использование. В работе [1] в качестве неполяризуемых электродов были использованы хлорсеребряные пластины. Но и они не дают желаемого результата, так как непосредственный контакт с грунтом приводит к быстрому изнашиванию хлорсеребряного покрытия, после чего регистрируемые значения потенциалов сильно искажаются. Примененные в наших опытах электроды, в которых контакт пластины с грунтом осуществляется через раствор KCl, лишены вышеописанных недостатков. Измерение разности потенциалов производилось непосредственно между двумя точками основной ячейки вдоль фильтрационного потока, а также путем измерения потенциала этих точек относительно конца отводной трубки. Такая система наблюдений позволяла контролировать значения ΔU_f и оценивать величины потенциалов в различных точках фильтрационного потока.

На фиг. 2 приведены экспериментальные зависимости между скоростью фильтрации воды (при различной минерализации) и градиентом потенциала, которые вполне соответствуют аналитическому выражению (2). Такие экспериментальные зависимости могут быть получены для различных фильтрующих сред и представлены в виде номограммы. Тогда определение V для конкретной среды может быть сведено к измерению градиента геоэлектрического поля фильтрации в полевых условиях и к определению природной минерализации фильтрующейся воды с помощью резистивиметрии [4].



Фиг. 2. Экспериментальные зависимости скорости фильтрации от градиента потенциала (при различных концентрациях NaCl). 1—дистиллированная вода; 2—концентрация 500 мг/л; 3—концентрация 1000 мг/л; 4—концентрация 3000 мг/л.

Из формулы (2) следует, что после определения скорости фильтрации, может быть вычислен также и коэффициент фильтрации

$$K = \frac{K_э V}{\text{grad } U_\phi} \quad (3)$$

если известен коэффициент электрофильтрационной активности $K_э$. Последний же может быть получен путем соответствующих лабораторных работ на основании зависимости (1) или измерением разности электрофильтрационных потенциалов по методике, применяемой для определения пластового давления [3].

Положительные результаты лабораторных работ, подтвердивших зависимости (2) и (3), позволяют рекомендовать предлагаемую методику для полевого опробования. При этом необходимо будет решить вопрос о рациональном способе измерения градиента электрофильтрационного поля для различных гидрогеологических условий.

Ереванский государственный
университет

Поступила 30.XI.1972.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аид М. А., Богословский В. А., Огильви А. А. Опыт применения метода естественного электрического поля для изучения фильтрации из Арданишского озера. Информационное сообщение ОНТИ—ВИЭМС, 1968.
2. Баласанян С. Ю. Экспериментальное изучение геоэлектрических потенциалов фильтрации. Молодой научный работник ЕГУ, вып. 2, № 16, 1972.
3. Дахнов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. Гостоптехиздат, 1955.
4. Тархов А. Г., Ванцян Г. М. Поисковая гидроэлектрометрия. Разведка и охрана недр, № 2, 1955.