ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

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

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան, *տնխն. գիտ. թեկն.* Ս. Վ. Բադալյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ* Ա. Բ. Բաղդասարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.* Ս. Հ. Կարապետյան *(պատասխանատու խմբագիր)*, *երկրա-հանք. գիտ. դոկտ.* Ա. Ի. Կարապետյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Է. Խ. Ղուլյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Ռ. Մ. Մելիքսեթյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Կ. Գ. Շիրինյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Ի. Տ. Միրիջանյան, Է. Ա. Ռոստոմովա *(պատասխանատու քարտուղար)*, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ* Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Ա. Ս. Ֆարամազյան *(պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)*։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

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

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

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 6 Հատոր XXXIX 1986

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ա. Ս. Կարախանյան, Խ. Հ. Սարգսյան, Ռ. Հ. Բալյան. *Հայկական ՍՍՀ և հարակից մարզերի բնատարածքում լինեամենտների տեղաբաշխման որոշ օրինաչափություններ* 3
Ի. Խ. Պետրոսով. *Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի պալեոկլիմայի վերականգնման մի փորձ ըստ կավային միներալների* 8
Ս. Հ. Կարապետյան, Բ. Մ. Մելիքսեթյան, Կ. Գ. Շիրինյան, Լ. Պ. Յաշվիլի. *Զանգեզուրի Բարձրաթումբի երևակման մանգանային հանքայնացման միներալային կազմը, երկրաքիմիական և ծագումնաբանական առանձնահատկությունները* . . 19
Վ. Բ. Գամոյան, Ա. Զ. Չիլինգարյան, Ե. Ս. Մարտիրոսյան, Կ. Ա. Գյոլեցյան. *Թափառող հոսանքների դաշտը իզոմետրիկ մարմնի առկայության դեպքում Հայկական ՍՍՀ Շամլուղի պղնձի հանքավայրի օրինակով* 30
Վ. Գ. Գրիգորյան. *Տեղական թույլ երկրաշարժերի սեյսմոգրամների օգտագործման հնարավորության մասին սեյսմիկ ազդեցությունների քանակական պարամետրերի կանխատեսման համար* 36
Գ. Պ. Մկրտչյան. *Հայկական ՍՍՀ հողերի ողողամաշման կանխագուշակման մի քանի հարցեր* 44
Վ. Յու. Խալարով. *Լեռնային լանդշաֆտների սեզոնային դինամիկայի ուսումնասիրման և քարտեզագրման նշանակությունը* 52

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Է. Ն. Կուրդինյան, Ա. Վ. Ժուկովա. *Միրձերևանյան ճկվածքի պալեոգենի նստվածքներում ցրված օրգանական նյութի կատագենեզը* 58
Դ. Հ. Ղազարյան, Ռ. Կ. Գասպարյան, Լ. Ն. Անդրոնովա, Լ. Ա. Ժուկ. *Էլեկտրահետախուզական մեթոդների հնարավորությունները Հայկական ՍՍՀ պայմաններում կարստի որոնման ընթացքում* 62
Մ. Ս. Բաղալյան. *Հայկական ՍՍՀ նորագույն հրաբխականության ծայրամասային մագմատիկ օջախները որպես երկրաջերմային էներգիայի հնարավոր աղբյուրներ* 65
Ս. Ռ. Փաճյանյան. *Ապարների ֆիզիկա-մեխանիկական հատկանիշների գնահատման համար գերձայնի սպեկտրալ եղանակը* 66
Գ. Պ. Խաչիկյան, Ս. Ռ. Հովհաննիսյան. РМР—2А *երկրամագնիսաչափերի միջոցով երկրամագնիսական դաշտի բացարձակ չափումների մասին* 68
Ռ. Հ. Համասյան, Լ. Ա. Մանդալյան. *Գետնահողի պտտական շարժումը երկրաշարժերի ժամանակ* 70
Վ. Բ. Բուրյանով, Կ. Ս. Վարդանյան, Վ. Վ. Գորդիենկո. *Երկրակեղևի և վերին պատյանի խտության մոդելը ըստ Մարգարա-Պոյլի կտրվածքի* . . . 73

ՀՈԲԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Անդրանիկ Սիմոնի Յարամազյան 76
«Հայկական ՍՍՀ գիտությունների ակադեմիայի տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին» XXXIX հատորի բովանդակությունը 77

СОДЕРЖАНИЕ

А. С. Караханян, Х. О. Саргсян, Р. О. Бальян. Некоторые закономерности распределения линеаментов на территории Армянской ССР и сопредельных регионов 3
И. Х. Петросов. Опыт реконструкции палеоклимата территории Армянской ССР по глинистым минералам 8
С. Г. Карапетян, Б. М. Меликсетян, К. Г. Ширинян, Л. П. Яшвили. Минеральный состав, геохимические и генетические особенности Барцратумбского проявления марганцевой минерализации в Зангезуре 19
В. Б. Гамоян, А. З. Чилингарян, Е. С. Мартиросян, К. А. Гелецян. Поле блуждающих токов при наличии изометрического тела на примере Шамлугского месторождения меди Армянской ССР 30

В. Г. Григорян. О возможности использования сейсмограмм местных слабых землетрясений для прогнозирования количественных параметров сейсмических воздействий 36
Г. П. Мкртчян. Некоторые вопросы прогноза эрозии почв в Армянской ССР . 44
В. Ю. Халатов. Значение изучения и картографирования сезонной динамики горных ландшафтов 52

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. Н. Кургинян, А. В. Жукова. Катагенез рассеянного органического вещества в палеогеновых отложениях Приереванского прогиба 58
Г. О. Газарян, Р. К. Гаспарян, Л. Н. Андронова, Л. А. Жук. О возможностях электроразведочных методов при поисках карста в условиях Армянской ССР.
М. С. Бадалян. Периферические магматические очаги новейшего вулканизма Армянской ССР как возможные источники геотермальной энергии . . 65
С. Р. Пайлеванян. Спектральный способ ультразвука для оценки физико-механических свойств горных пород 66
Г. В. Хачикян, С. Р. Оганесян. Об абсолютных измерениях геомагнитного поля геомагнитометрами РМР-2А 68
Р. О. Амасян, Л. А. Манукян. Вращательное движение грунта при землетрясениях 70
В. Б. Бурьянов, К. С. Вартанян, В. В. Гордиенко. Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю Маркара-Пойлы 73

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

Фарамазян Андраник Семенович 76
Содержание XXXIX тома «Известий Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле» 77

CONTENTS

A. S. Karakhanian, Kh. H. Sargsian, R. H. Ballan. Some regularities of the lineaments distribution on the Armenian SSR territory and adjacent regions 3
I. Kh. Petrosov. A trial of the Armenian SSR territory paleoclimate reconstruction by clay minerals 8
S. H. Karapetian, B. M. Meliksetian, K. G. Shirinian, L. P. Yashvili. Mineral composition, geochemical and genetic pecularities of the Bartsratumb manganese ore manifestation in the Zanguezoor 19
V. B. Gamoyan, A. Z. Chilingarian, E. S. Martirosian, K. A. Gueoletsian. The wandering currents field while existing an isometric body the Armenian SSR Shamlugh copper deposit being an example 30
V. G. Grigorian On the possibility of using the local weak earthquakes seismograms for seismic influence quantitative parametres prediction . . 36
G. P. Mkertchian. Some problems of the soil erosion in the Armenian SSR . 44
V. Yu. Khalatov. The significance of studying and mapping the seasonal dynamics of mountain landscapes 52

SHORT REPORTS

E. N. Kurghinian, A. V. Zhukova. The dispersed organic substance katagenesis in near-Yerevanian trough Paleogene sediments 58
G. H.Ghazarian, R. K. Gasparian, L. N. Andronova, L. A.Zhuk. On the electro-prospecting methods possibilities during karst searching in conditions of the Armenian SSR 62
M. S. Badalian. The Armenian SSR latest volcanicity peripheral magmatic chambers as geothermal energy possible sources 65
S. R. Pahlevanian. The supersound spectral method for the rocks physical-mechanical properties evaluation 66
G. V. Khachikian, S. R. Hovhannisian. On the geomagnetic field absolute measuring by PMP—2A geomagnetometers 68
R. H. Hamasian, L. A. Manukian. Rotational movements of the ground during earthquakes 70
V. B. Buryanov, K. S. Vartanian, V. V. Gordienko. The Earth's crust aud upper mantle density model along the profile Markara-Polly . . 73

JUBILEE DATES

Andranik Semionovich Faramazian 76

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX № 6, 3—8.

УДК:551.243.8(479).

А. С. КАРАХАНЯН, Х. О. САРГСЯН, Р. О. БАЛЬЯН

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИНЕАМЕНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

В результате комплексной обработки материалов аэрокосмических съемок составлена карта линеаментов Армянской ССР и сопредельных территорий. Анализ линеаментной сети позволяет выделить четыре пары сопряженных систем линеаментов, закономерно ориентированных в пространстве. Системы линеаментов образуют перекрестный структурный каркас, являющийся суммарным эффектом взаимодействия и наложения различных тектонических процессов на различных структурных уровнях литосферы. Дугообразно изогнутые линеаменты общекавказского простирания отличаются от закономерно ориентированных линеаментов ортогональной и диагональной систем. Относительно последних предполагается регматическое происхождение.

Использование аэрокосмической информации позволяет получить обширный фактический материал, анализ и обобщение которого способствуют изучению поверхностной и глубинной структуры литосферы, в том числе познанию степени и формы тектонической делимости земной коры. Основным объектом исследований в данном случае являются протяженные элементы рельефа и структуры литосферы—линеаменты, природа и геологическая значимость которых интерпретируется неоднозначно. В то же время очевидна взаимосвязь линеаментов со многими сторонами геологической структуры Земли, в том числе с конфигурацией и динамикой крупных блоков земной коры, глубинным строением, размещением полезных ископаемых и сейсмичностью.

Многогранность взаимоотношений линеаментов и геологической структуры отчетливо проявляется на территории Армянского нагорья, северо-восточную часть которого занимает Армянская ССР.

В результате комплексной обработки материалов аэрокосмических съемок составлена карта линеаментов территории Армянской ССР и сопредельных территорий (рис. 1). В основу составления карты положен принцип максимальной достоверности выделенных структур. Последнее возможно благодаря применению унифицированной методики, включающей комплексное многоэтапное визуальное, инструментальное и автоматизированное дешифрирование аэрокосмической информации различных уровней генерализации и спектральных диапазонов с многоэтапной проверкой полученных результатов.

Анализ линеаментной сети региона по простиранию и длине показывает, что большинство из них тяготеет к закономерно ориентированным и устойчивым для данной территории восьми направлениям (рис. 2, 3), образующим четыре пары сопряженных систем линеаментов: меридиональные (0°) и широтные (270°), запад-северо-западные (290—300°) и север-северо-восточные (30—35°), северо-западные (320°) и северо-восточные (55—60°), а также север-северо-западные (345°) и восток-северо-восточные (80°). Причем, часть из вышеперечисленных линеаментных направлений проходит через весь регион, пересекает разновозрастные структурные комплексы и, видимо, имеет трансрегиональный или даже планетарный характер.

Анализ распределения линеаментов по простиранию, длине и по расстоянию между ними проводился по четырем различным схемам с выделением на каждой из них линеаментов одной из систем. Розы-диаграммы по количеству и длине линеаментов строились как для всего региона, так и по палетке со стороной квадрата 5 км. Фильтрация линеаментов по направлениям показала регулярную повторяемость через равные интервалы наиболее выраженных и протяженных трансрегиональных и региональных линеаментов, между которыми выделя-

ются локальные линеаменты, также обладающие выдержанными интервалами между собой. На схемах хорошо заметны и различия в распределении линеаментов в пределах крупных блоков земной коры.

Меридиональные линеаменты дешифрируются отчетливо исключительно на космических снимках высокой генерализации. На исследуемой территории распространены повсеместно, прямолинейны и строго выдержаны по простиранию, пересекают линеаменты всех других простираний без смещения, в большинстве случаев представляют структуры трансрегионального, возможно, и планетарного характера. В поверхностном геологическом строении выражены плохо, отмечается приуроченность к ним областей плиоценового и частично плейстоценового вулканизма. В центральной части региона ограничивают фланги Транскавказского поднятия, совпадают с зонами горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии и, по-видимому, имеют наиболее глубинное (верхнемантийное) заложение [2, 3].

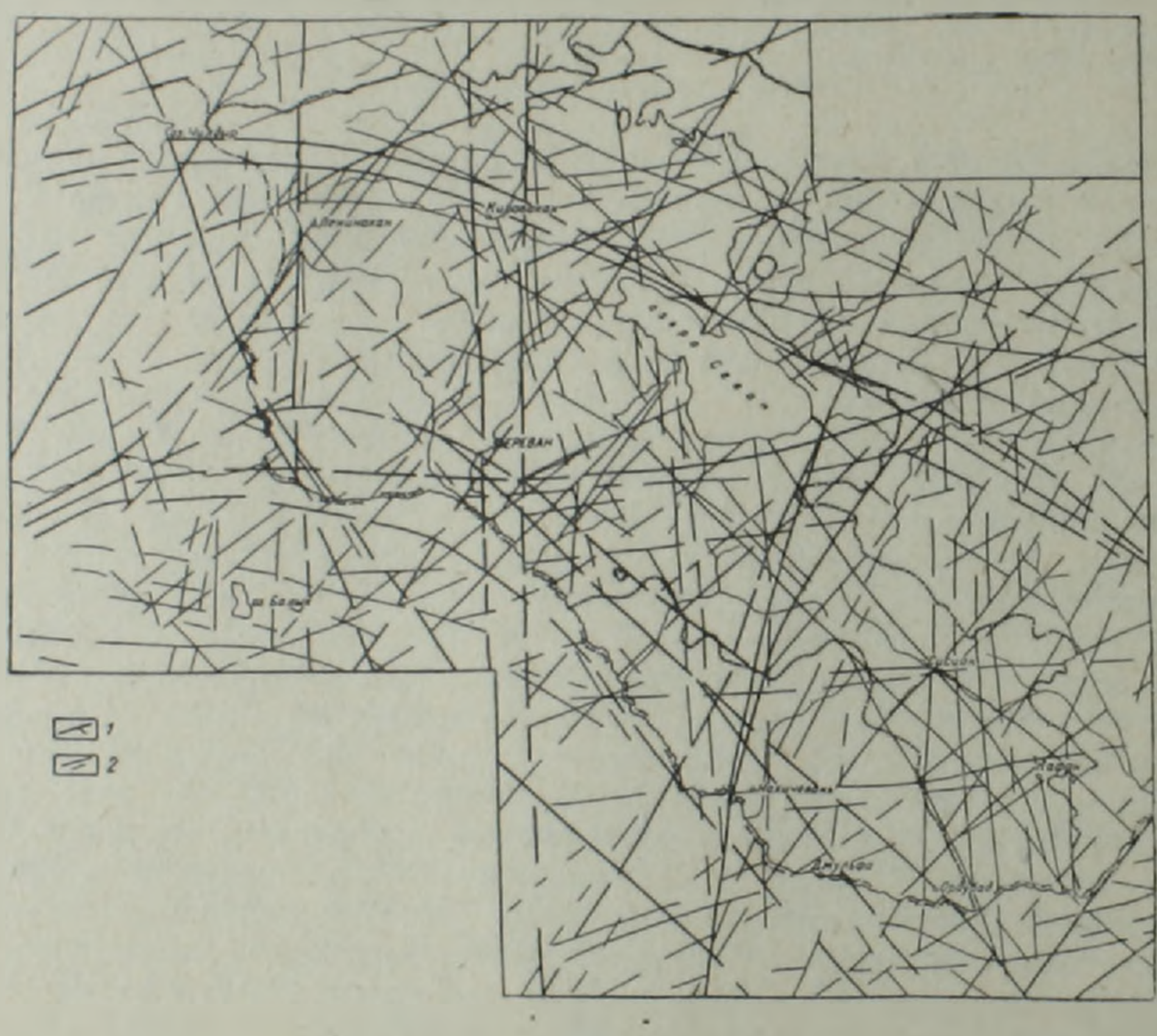


Рис. 1. Карта линеаментов территории Армянской ССР и сопредельных регионов. 1. Линеаменты и их зоны трансрегионального значения; 2. Линеаменты и их зоны регионального значения.

Широтные линеаменты дешифрируются отчетливо на космических снимках высокой и средней генерализации, имеют среднюю протяженность и распределены неравномерно—в основном, в пределах центральной и южной части региона. В большинстве случаев приурочены к наклонным прогибам орогенного этапа и их бортам. Вдоль некоторых из них отмечены отдельные сдвиговые смещения с левосторонней компонентой.

Запад-северо-западные и северо-западные линеаменты образуют ближние ветви двух соседних систем, формирующие отчетливые пики в пределах 290—300° и 310—330°, хорошо дешифрируются только на космических снимках низкой генерализации. Распространены по всему региону, некоторые из них имеют трансрегиональное значение, но в отличие от остальных линеаментных направлений представляют собой пологие дуги, выгнутые к северу, а в пределах всего западного отрезка Альпийского складчатого пояса обладают характерным «линейно-пе-

тельчатым»» рисунком космоизображения, с пережимами в местах тектонических синтаксисов. Запад-северо-западное и связанное с ним северо-западное направление свойственно главнейшему структурному простиранию региона—общекавказскому, определяющему конфигурацию распределения основных оротектонических комплексов альпийского этапа. Линеаменты этих направлений хорошо выражены в поверхностном геологическом строении, а крупнейшие из них представлены глубинными разломами, ограничивающими тектонические зоны.

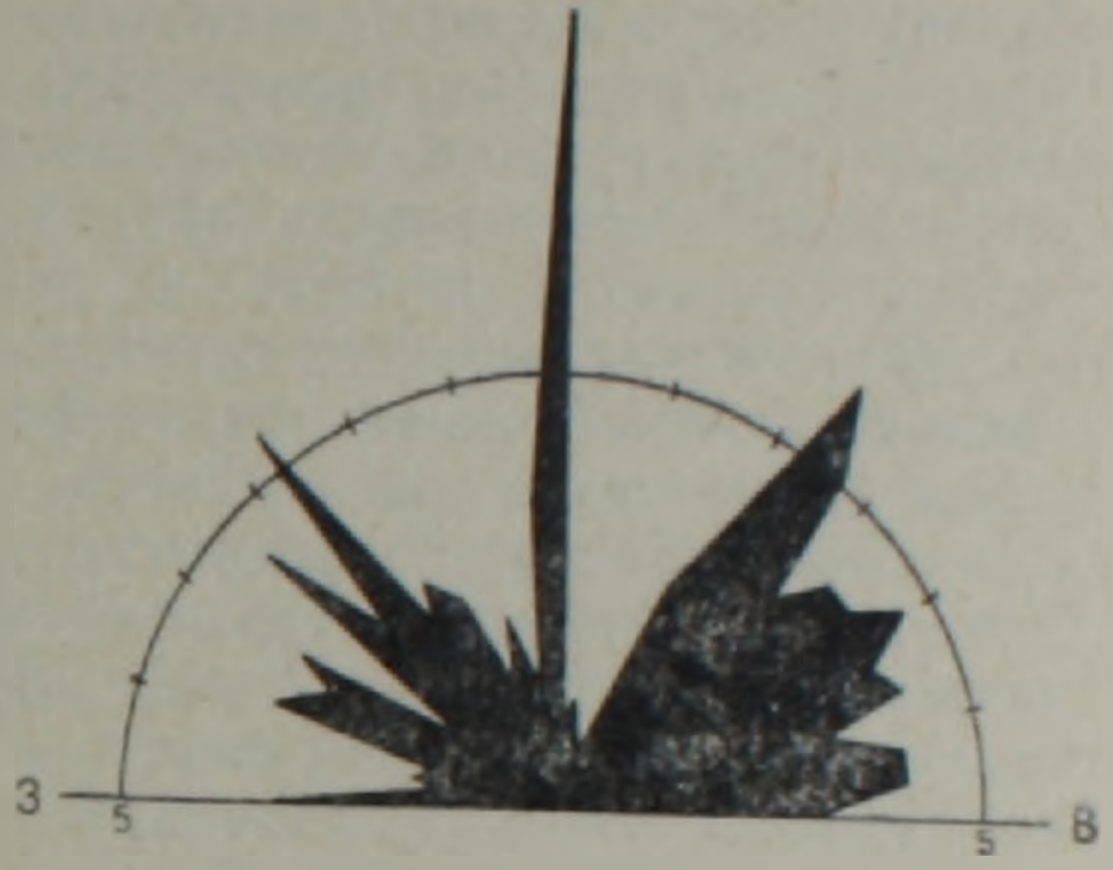


Рис. 2. Сводная роза-диаграмма основных направлений линеаментной сети территории Армянской ССР и сопредельных областей. Масштаб: в 1 *см* 5 замеров.

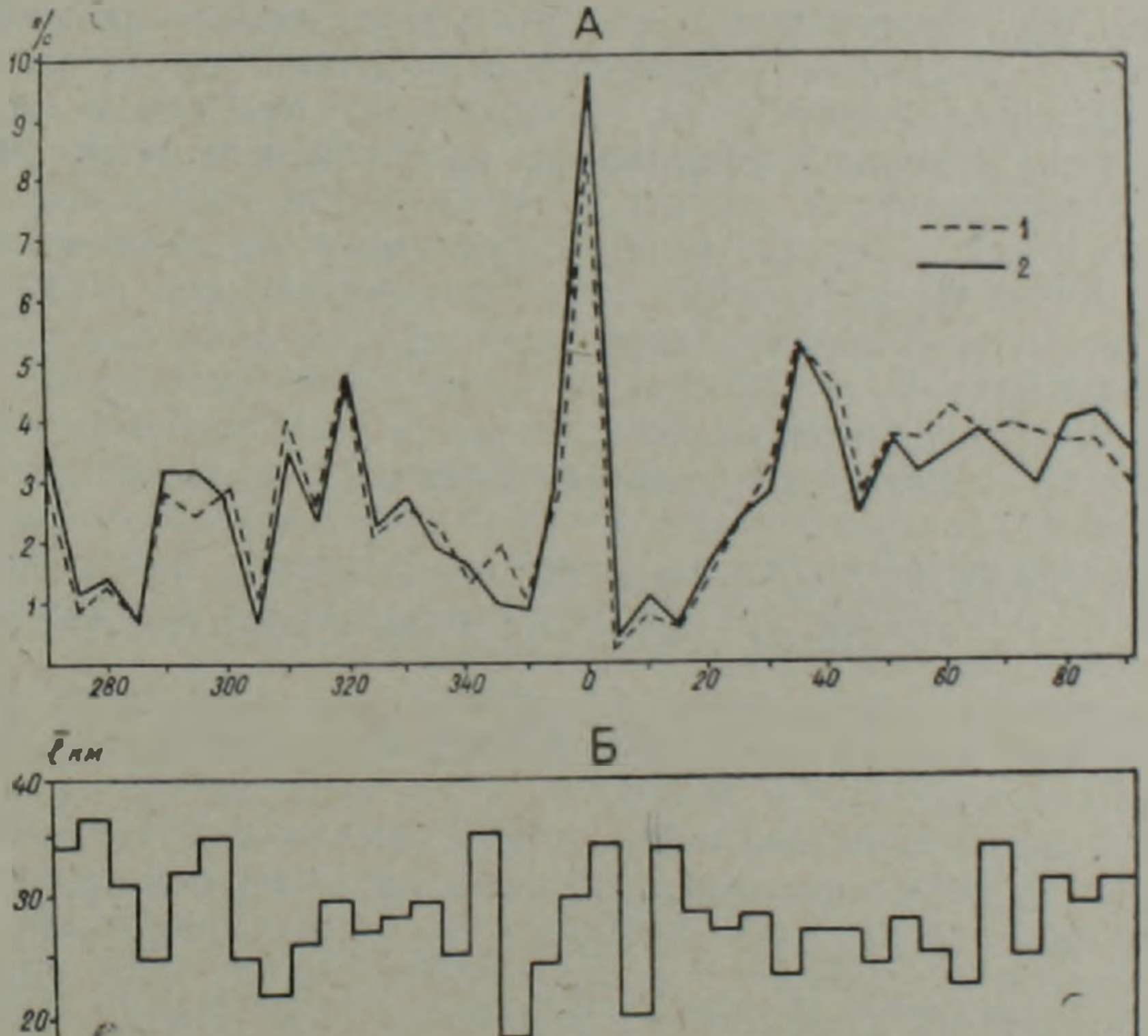


Рис. 3. Сводная диаграмма линеаментов Армянской ССР и сопредельных областей (А), (1—по азимуту, 2—по длине) и гистограмма азимутального распределения их средних длин (Б).

Север-северо-восточные и северо-восточные линеаменты, как и предыдущие, относятся к близким направлениям двух соседних систем, распространены очень широко по всему региону, отчетливо дешифрируются на космических материалах всех уровней генерализации, прямолинейны и имеют чрезвычайно четкий рисунок космоизображения. Образуют «структурный веер», расходящийся от зоны Эрзинджанского синтаксиса в направлении на северо-восток, чем и объясняется преобладание в северной и северо-западной части Армянского нагорья ли-

неаментов север-северо-восточного простирания, а в южной и юго-восточной части—линеаментов северо-восточного направления. Секут линеаменты других направлений со смещением, а ряд дешифрированных признаков свидетельствует об их левосдвиговой природе и высокой современной активности.

Север-северо-западные линеаменты по протяженности и дешифрированным признакам близки к меридиональным, распространены по всей территории, но с невысокой плотностью. К линеаментам данного направления прежде всего относится крупная трансрегиональная структура, протягивающаяся от оз. Чиядыр, вдоль Кордукского (Курдистанского) хребта до водораздела озер Ван и Урмия, где по отчетливому правому сдвигу она срезает Транскавказскую серию меридиональных линеаментов и смещает линеаменты Загроса [4]. По ряду других линеаментов этого направления также отмечены сдвиги с правосторонней компонентой и высокой современной активностью.

Восток-северо-восточные линеаменты дешифрируются на снимках средней генерализации, имеют небольшую протяженность и распределены неравномерно, в основном, в пределах северной части исследуемого региона, часто стыкуются с линеаментами широтного простирания. Весьма вероятно, что линеаменты восток-северо-восточного и широтного простирания с одной стороны и линеаменты север-северо-западного и меридионального простирания—с другой парагенетически сопряжены и образуют общий структурный рисунок.

Проведенный анализ показывает, что выявленные на космических снимках линеаменты образуют сложные системы разнонаправленных структур. В приповерхностном структурном уровне региона наилучшим образом отражены линеаменты запад-северо-западного и северо-западного (общекавказского) простирания. Указанные линеаменты представлены крупными разрывными нарушениями, конформны складчатости, доминируют в структурно-фациальной зональности неотектонического этапа и хорошо дешифрируются на снимках низкой генерализации, образуя характерный дугообразный рисунок. Причем, оротектонические дуги общекавказского простирания зачастую слагаются из двух сопряженных направлений—запад-северо-западного (или северо-западного) в пределах центральной и восточной части территории и широтного (или восток-северо-восточного) на западе региона. Указанное, видимо, свидетельствует о выборочном использовании, под воздействием господствующих полей напряжений, ранее существовавших систем нарушений при формировании разломов в период альпийского цикла тектонической активизации.

Линеаменты, относящиеся к другим системам ортогонального и диагонального направлений проявлены в поверхностном геологическом строении гораздо хуже и дешифрируются, в основном, на космических снимках высокой генерализации. Некоторые из них частично совпадают с простиранием молодых разрывных нарушений, но чаще представлены зонами интенсивной трещиноватости, рассланцованности и гидротермального изменения пород, линейно вытянутыми интрузивными и вулканическими массивами. Линеаменты этих систем, как правило, хорошо фиксируются различными геофизическими методами и, видимо, представляют собой поверхностное отражение различных глубинных образований.

Нередко эти поперечные и диагональные линеаменты пересекают без каких-либо изменений или смещений тектонические зоны общекавказского плана, продолжаясь при этом в аналогичных по направлению, но иных по возрасту структурах, образуя сквозные протяженные зоны. Подобные направления установлены как в структуре древнего метаморфического фундамента, так и в проявлении громадных неоген-четвертичных структур [1].

По-видимому, современный структурный план региона обусловлен наложением и взаимодействием (на протяжении всей истории развития) нескольких основных направлений линеаментной сети: северо-за-

падной и северо-восточной (с близкими к ним направлениями), а также широтной и меридиональной.

Дешифрируемые линеаменты образуют перекрестный структурный каркас, подчеркивающий основные особенности строения региона и представляющий собой сложную картину интегрального проявления разновозрастных и разноглубинных неоднородностей (дефектов) литосферы.

Рассмотрение результатов дешифрирования космических снимков и анализ пространственного распределения выделенных структур позволяют предположить, что трансрегиональные и региональные линеаменты образуют закономерно ориентированную геометрическую сеть. Причем общая дугообразная линейно-петельчатая структура линеаментов общекавказского простирания, характерная для складчатых систем альпийского пояса, отличается от структуры поперечных ей, закономерно ориентированных линеаментов ортогональной и диагональной систем. Это отличие, возможно, обусловлено различным происхождением дешифрируемых объектов. Если первые связаны с образованием складчатых структур альпийского этапа, то в отношении вторых необходимо признать справедливость мнения о наличии правильной регматической системы линейных деформаций, существующей независимо от складчатой структуры и образовавшейся вследствие ротационного эффекта или возможного изменения конфигурации или радиуса планеты в процессе ее эволюции [5, 6, 7, 8]. Во многих случаях это скрытые глубинные нарушения или системы повышенной проницаемости и макротрещиноватости литосферы, в целом поперечные общему простиранию складчатого пояса. Именно в пределах подобных узких линейных зон наиболее долго и на разных уровнях литосферы сохраняется тектоническая и сейсмическая активность.

Институт геологических наук АН АрмССР

Поступила 15.IV.1986.

Ա. Ա. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Խ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Ռ. Հ. ԲԱԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՎ ՀԱՐԱԿԻՑ ՄԱՐԶԵՐԻ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ԼԻՆԵԱՄԵՆՏՆԵՐԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՈՐՈՇ ՕՐԻՆԱՉԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ

Ամփոփում

Աերոտիեզերական նկարների համայիր մշակման տվյալների հիման վրա կազմված է Հայկական ՍՍՀ և նրա հարակից մարզերի լինեամենտների քարտեզը։ Լինեամենտային ցանցի վերլուծությունը հնարավորություն է տալիս առանձնացնելու տարածության մեջ օրինաչափորեն կողմնորոշված, միմյանց հետ հատվող չորս գույգ լինեամենտային համակարգեր։ Լինեամենտների համակարգերն առաջացնում են քարևպատյանի տարբեր կառուցվածքային մակարդակների վրա վերադրվող տեկտոնական պրոցեսների փոխազդման գումարային արդյունք հանդիսացող կառուցվածքային խաչաձև մի ցանց։ Ընդհանուր կովկասյան տարածման աղեղնաձև լինեամենտները տարբերվում են օրինաչափ կերպով կողմնորոշված ուղղանկյուն և անկյունագծային համակարգերից։ Վերջինիս համար ենթադրվում է ռեգմատիկ ծագում։

A. S. KARAKHANIAN, Kh. H. SARGSIAN, R. H. BALIAN

SOME REGULARITIES OF THE LINEAMENTS DISTRIBUTION ON THE ARMENIAN SSR TERRITORY AND ADJACENT REGIONS

A b s t r a c t

As a result of the aerocosmical materials complex investigations a map of the lineaments of the Armenian SSR and adjacent territories is drawn up. The lineament network analysis allows to distinguish four couples of conjugate lineament systems, which are regularly oriented in the space. The lineament systems form a crossing structural framework, which presents the total effect of tectonic processes interaction and superposition on the lithosphere different structural levels. The arched lineaments of an all-caucasian trend differ from those of regularly oriented orthogonal and diagonal systems. The latter one is supposed to have a regmatic origin.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. И.* Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 6, с. 35—51.
2. *Асланян А. Т., Закарян К. А., Акопян С. Ц., Караханян А. С., Микаелян А. О.* О глубинной структуре Тавро-Кавказского региона по данным сейсмологических исследований и космического зондирования.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 4, с. 3—11.
3. *Асланян А. Т., Караханян А. С., Микаелян А. О., Акопян С. Ц., Закарян К. О.* Некоторые особенности глубинного строения Тавро-Кавказского региона по данным дистанционного зондирования и сейсмологических исследований. В кн.: Тезисы докладов на 27 МГК. М.: 1984 т. VIII, секция 18, с. 199—200.
4. *Караханян А. С.* Линеаментная тектоника Анатолийско-Кавказско-Иранского региона.—Исслед. Земли из космоса, 1985, № 4, с. 41—47.
5. *Расцветаев Л. М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация.—В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980, с. 145—195.
6. *Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т.* Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982. 229 с.
7. *Чебоненко И. И.* Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наукова Думка, 1977. 83с.
8. *Шульц С. С.* Планетарная трещиноватость (основные положения).—В кн.: Планетарная трещиноватость. Изд. ЛГУ, 1973. с. 5—37.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 8—18.

УДК:551.583.7(479.25)

И. Х. ПЕТРОСОВ

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР ПО ГЛИНИСТЫМ МИНЕРАЛАМ

Климат фанерозоя на территории Армянской ССР воссоздается по парагенезам глинистых минералов в синхронных отложениях с использованием других прямых признаков и региональных данных. Климат позднего девона-раннего карбона характеризуется как гумидный субтропический, который в среднем и позднем карбоне сменяется еще более жарким и влажным. В перми, раннем и среднем триасе устанавливается аридный тропический климат, в позднем триасе появляются локальные гумидные ареалы, в ранней-средней юре они объединяются и гумидный климат вновь становится господствующим. В оксфорде происходит резкая аридизация климата, в раннемеловое время аридные условия сохраняются. Климат позднего мела—эоцена в целом определяется как гумидный субтропический; в олигоцене-миоцене он резко дифференцируется, возникает горизонтальная и вертикальная зональность с частым мозаичным распределением гумидных и аридных ареалов с высоким термическим режимом.

Как известно, климат относится к числу важнейших факторов, контролирующих формирование многих полезных ископаемых осадочного происхождения; отсюда необходимость знания палеоклимата кон-

A. S. KARAKHANIAN, Kh. H. SARGSIAN, R. H. BALIAN

SOME REGULARITIES OF THE LINEAMENTS DISTRIBUTION ON THE ARMENIAN SSR TERRITORY AND ADJACENT REGIONS

A b s t r a c t

As a result of the aerocosmical materials complex investigations a map of the lineaments of the Armenian SSR and adjacent territories is drawn up. The lineament network analysis allows to distinguish four couples of conjugate lineament systems, which are regularly oriented in the space. The lineament systems form a crossing structural framework, which presents the total effect of tectonic processes interaction and superposition on the lithosphere different structural levels. The arched lineaments of an all-caucasian trend differ from those of regularly oriented orthogonal and diagonal systems. The latter one is supposed to have a regmatic origin.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милай Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. И.* Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 6, с. 35—51.
2. *Асланян А. Т., Закарян К. А., Акопян С. Ц., Караханян А. С., Микаелян А. О.* О глубинной структуре Тавро-Кавказского региона по данным сейсмологических исследований и космического зондирования.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 4, с. 3—11.
3. *Асланян А. Т., Караханян А. С., Микаелян А. О., Акопян С. Ц., Закарян К. О.* Некоторые особенности глубинного строения Тавро-Кавказского региона по данным дистанционного зондирования и сейсмологических исследований. В кн.: Тезисы докладов на 27 МГК. М.: 1984 т. VIII, секция 18, с. 199—200.
4. *Караханян А. С.* Линеаментная тектоника Анатолийско-Кавказско-Иранского региона.—Исслед. Земли из космоса, 1985, № 4, с. 41—47.
5. *Расцветаев Л. М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация.—В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980, с. 145—195.
6. *Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т.* Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982. 229 с.
7. *Чебоненко И. И.* Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наукова Думка, 1977. 83с.
8. *Шульц С. С.* Планетарная трещиноватость (основные положения).—В кн.: Планетарная трещиноватость. Изд. ЛГУ, 1973. с. 5—37.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 8—18.

УДК:551.583.7(479.25)

И. Х. ПЕТРОСОВ

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР ПО ГЛИНИСТЫМ МИНЕРАЛАМ

Климат фанерозоя на территории Армянской ССР воссоздается по парагенезам глинистых минералов в синхронных отложениях с использованием других прямых признаков и региональных данных. Климат позднего девона-раннего карбона характеризуется как гумидный субтропический, который в среднем и позднем карбоне сменяется еще более жарким и влажным. В перми, раннем и среднем триасе устанавливается аридный тропический климат, в позднем триасе появляются локальные гумидные ареалы, в ранней-средней юре они объединяются и гумидный климат вновь становится господствующим. В оксфорде происходит резкая аридизация климата, в раннемеловое время аридные условия сохраняются. Климат позднего мела—эоцена в целом определяется как гумидный субтропический; в олигоцене-миоцене он резко дифференцируется, возникает горизонтальная и вертикальная зональность с частым мозаичным распределением гумидных и аридных ареалов с высоким термическим режимом.

Как известно, климат относится к числу важнейших факторов, контролирующих формирование многих полезных ископаемых осадочного происхождения; отсюда необходимость знания палеоклимата кон-

кретных регионов для целей прогнозирования и минерагенического районирования. Настоящая статья не является результатом специальных палеоклиматических исследований, предполагающих проведение целенаправленных комплексных работ (ландшафтный анализ, палеотермометрические изменения и т. д.). Подобные систематические исследования для территории Армянской ССР не проводились. Имеются данные главным образом по качественной оценке климатических условий отдельных эпох, основанные на органических остатках и общелитологических критериях [3, 5. 6, 8, 9. 14, 15, 16, 22, 21, 10]. Стоит отметить, что, по мере углубления в геологическую древность, палеонтологические и, тем более, палеоботанические критерии постепенно утрачивают качества прямых признаков: в результате эволюции многие формы приспосабливаются к чуждым для них условиям ландшафта и термическому режиму [23, 24, 27]. Достоверность результатов значительно возрастает, если анализ сделан на основе сообществ организмов (растительности) с привлечением других критериев.

В последнее время в палеоклиматических исследованиях важное значение придается парагенезам глинистых минералов и связанным с ними геохимическим модулям. Установлено [2, 10, 19, 20, 23, 27, 29, 30, 31], что гипергенные, аллотигенные и хемогенные глинистые минералы каолинитовой, палыгорскит-сепиолитовой, смектитовой, отчасти гидрослюдистой и хлоритовой групп являются надежными индикаторами климатических условий на континентах. При этом каолинитовые ассоциации характеризуют гумидные тропические ареалы, палыгорскит-сепиолит-смектитовые—аридные, а смектит-хлорит-гидрослюдистые—промежуточные и переменно-влажные. Отношения Al_2O_3/Na_2O ($M_н$) и Al_2O_3/TiO_2 ($M_т$) в глинистой фракции расцениваются [2, 19, 30, 31] как показатели зрелости глинистого вещества и интенсивности процессов выветривания на суше. Алюминий и титан являются наиболее инертными элементами в составе глинистых минералов, тогда как натрий, в отличие от калия, легко выносится из силикатов и практически не восстанавливается в последующем цикле седиментации. В глинистых минералах корреляционные связи между алюминием и титаном в бассейнах породообразования сохраняются, хотя и возникают до их фиксации. В общем случае, чем больше величина первого модуля и меньше второго, тем интенсивнее были выражены процессы выветривания.

В палеозойских и мезо-кайнозойских отложениях на территории Армянской ССР указанные выше глинистые минералы распространены достаточно широко и, вместе с тем, неравномерно, что позволяет судить о некоторых особенностях эволюции климата на протяжении этого времени.

Поздний девон-ранний карбон. Характерна гидрослюда—каолинитовая ассоциация аллотигенных глинистых минералов. Каолинит составляет 50—80% глинистой фракции, относится к псевдомоноклинному типу, период «*c*» не проявляется, структура несовершенная, морфология монокристаллов неопределенная—признаки, характерные для аллотигенных каолинитов. Диоктаэдрическая гидрослюда составляет около 30%, представлена двумя политипами—2 M_1 и 1M, в соотношении $2M_1 > 1M$, облик кристаллитов детритовый, т. е. значительная часть гидрослюд также аллотигенного происхождения[1]. Если принять во внимание индифферентность гидрослюд к условиям выветривания, точнее способность их образовываться практически во всех климатических поясах (от арктических до пустынных), то индекс гумидности климата в позднем девоне-раннем карбоне окажется весьма высоким. Для глин $M_н = 32$, $M_т = 18$, что соответствует глинистому эливию на магматических породах кислого состава, т. е. условию их интенсивного выветривания при гумидном климате. Такое заключение согласуется с мнением Г. Б. Нисанян [3] и с региональными данными. Как указано в

---

[1] Далее генетические признаки глинистых минералов опущены: описание их заняло бы много места.

[24], территория Закавказья в начале франского века располагалась в теплой умеренно-влажной зоне, между засушливым и околополярным поясами. В фаменский век южная аридная зона значительно расширяется,—главным образом за счет северных и северо-западных областей. В течение турнэ и визе происходит радикальная перестройка климатической зональности: исчезает среднедевонский климатический план и формируется (в визе) позднепалеозойский. Экватор значительно перемещается на юг и проходит на широте Южного Закавказья. Все это приводит, по мнению Н. М. Страхова [24], к установлению здесь в раннем карбоне тропического климата. Боуэн [7] считает, что температура бассейнов девона-раннего карбона колеоалась в пределах 24,7—33,8°С. В бассейнах Анатолии и Понтид обитали кораллы, на суше произрастали лепидодендроны, в континентальных отложениях зафиксированы угли [26]. Однако, как будет показано ниже, постоянно-влажный тропический климат с наиболее высоким термическим режимом на территории Армянской ССР устанавливается не в раннем, а в среднем карбоне.

Средний—поздний карбон. Хотя генетические типы глинистых минералов к этому времени меняются (преобладает гипергенный тип), однако парагенезы их сохраняются. Причем доля каолинитового компонента существенно возрастает (до 90%), соответственно увеличивается M_k—достигает более 100. Процессы выветривания на суше были выражены столь интенсивно, что деструкции подвергается и каолинит,—вплоть до распада его на метастабильные соединения кремния и алюминия. Последние, вследствие метаморфизма вмещающих отложений, преобразуются в бокситы (бобовины). Подобные продукты, характерные для тропического типа выветривания, в отложениях нижнего карбона отсутствуют [24]. Таким образом, на территории Армянской ССР наиболее высокий термический режим (гумидный) устанавливается не в раннем [24, 26, 7], а в среднем карбоне и сохраняется вплоть до пермского времени.

Пермь-поздний триас. На протяжении значительного отрезка этого времени осаждались карбонаты; глинистые породы имеются только в отложениях верхнего триаса. По данным [24], территория Армянской ССР в перми располагалась в пределах тропической гумидной зоны (хотя и близко от аридной). Однако карбонатный однородный состав пермской формации, отсутствие грубообломочного материала, наличие пестро окрашенных пород и кремнистых стяжений свидетельствуют о сухом и жарком климате. Кроме того, верхнепермские отложения включают тонкие прослои гипса и обогащены баритом и целестином [11]. Аналогичные фации развиты на территории Азербайджана и Турции [11, 26, 1]. Т. Г. Ильина [11] указывает на сокращение видового состава и появление угнетенных форм кораллов в позднепермское время и связывает это с повышением солености Приараксинского бассейна. Следует учесть, что пермское время в истории становления климата Земли предстает как одна из самых аридных эпох. Северная граница аридной зоны достигала Восточной Гренландии и острова Шпицберген, южная—простиралась до Западной Австралии [23, 24]. По данным [74], температура ряда пермских морей колебалась в пределах 24,7—30,0°С; на их высокий термический режим указывает также Г. Б. Нисанян [3].

Главнейшие черты пермского климата, в частности, соотношение гумидных и аридных поясов, в триасе остаются прежними. Однако имеются и различия [23, 24]: все климатические зоны в триасе перемещаются вслед за экватором на юг, сохраняя план взаимного расположения. В результате территория Армянской ССР оказывается почти в центре восточного сектора северной аридной зоны. В раннем и среднем (?) триасе карбонатообразование продолжается здесь с той же интенсивностью, что и в перми. Терригенный материал слагает редкие прослои известковых глинистых сланцев.

В позднем триасе возникает довольно редкая для областей платформенного типа ситуация. В Нахичеванской зоне, как и в Анатолии,

карбонатообразование сменяется садкой доломитов [1, 26], т. е. аридность климата усиливается. В Джерманисском бассейне, напротив, устанавливается типичный гумидный климат. Здесь образуется терригенная угленосная формация, представленная олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, прослоями и пластами (15—150 *см*) каменного угля. Глины включают многочисленные сидеритовые конкреции, угольные пласты—богатую влаголюбивую флору [5]. Таким образом, впервые в регионе устанавливается климатическая зональность. Парагенезы глинистых минералов изменяются. Существенно возрастает роль гидрослюд (50—80%), уменьшается значение каолинитов (20—40%), появляется примесь монтмориллонита и смешаннослойного минерала типа Г-М; $M_Г < 20$. Можно думать, что последние два минерала связаны с рыхлыми реголитами соседних аридных областей.

Гумидные позднетриасовые ареалы не являются наследованными—реликтами палеозойского тропического климата: в течение перми—среднего (?) триаса в тех же областях господствовал аридный климат. Джерманисский бассейн—далеко не единственный пример существования в позднем триасе гумидных ареалов внутри северной аридной зоны. В Китае (Тонкин) в отложениях верхнего триаса зафиксированы угли, на Зеравшанском и Гиссарском хребтах—бокситы, в Донецком бассейне и в Урало-Эмбинской области—песчаники с каолинитовым цементом; в Северной Америке (провинция Альберта) нижне-среднетриасовые гипсы исчезают [23, 24]. Таким образом, в позднем триасе в масштабе планеты происходит дифференциация обширного аридного пояса перми-среднего триаса и возникают локальные, большей частью изолированные, зоны с гумидным климатом. Эти изменения можно рассматривать как признак наступления ранне-среднеюрской климатической эпохи—одной из самых гумидных в истории становления климата Земли. Вероятно, причины возникновения локальных гумидных зон не везде были одинаковыми. Формирование гумидного климата Джерманисского бассейна автор склонен связывать с тектоническим фактором—с предрэтскими вертикальными движениями. Уже в рэтский век рассматриваемая область высвобождается от морского покрова и соединяется с Закавказским поднятием [5]; в результате образуется обширная суша, простиравшаяся вплоть до центральной части Большого Кавказа. Можно предположить, что в процессе этих перестроек образовались природные барьеры, сдерживавшие влияние соседних аридных зон.

Ранняя-средняя юра. Хотя глинистые породы нижней-средней юры и палеозоя-триаса размещены в формациях разного типа—соответственно геосинклинального и платформенного—различия в их составе не столь существенны, как можно ожидать. Объясняется это тем, что на первых порах эвгеосинклиналь не располагает собственными резервами глинообразования, и глинистое вещество сносится сюда с соседних консолидированных областей, т. е. оно полностью аллохтонного происхождения. В результате постседиментационных процессов глинистое вещество подвергается здесь интенсивному изменению, однако не до такой степени, чтобы не распознать их первоначальный состав и строение. Аллотигенные глинистые минералы в нижнеюрских глинах представлены гидрослюдами политипа $2M_1$ (до 80%), псевдомоноклинным каолинитом (20—30%) и Mg—Fe-хлоритом (10—20%); $M_{II} = 23$. Этот парагенезис характерен и для среднеюрских глин, однако в них, особенно в глинах Вайоцдзора, доля каолинитового компонента резко увеличивается (до 70—80%). Соответственно возрастает и величина M_{II}—до 29—33. Судя по этим признакам, ранне-среднеюрский климат на территории Армянской ССР был гумидным, причем в средней юре более жарким и влажным, чем в ранней. Об этом свидетельствуют также следующие данные. Нижнеюрские глины содержат значительное количество тонкодисперсного углистого вещества, а в некоторых разрезах (в частности, у кочевки Чатах) встречаются практически бескарбонатные углистые сланцы. По данным [5], породы

нижней юры включают остатки влаголюбивой растительности. На Дзирульском массиве накапливались кварцевые песчаники и каолинитовые глины. В прибрежных лесах Крыма и Кавказа преобладали теплолюбивые папоротники, причем в тоарском веке роль влаголюбивой растительности возрастает [29]. По данным термометрических измерений [29], температура морей Кавказа и Закавказья колебалась в пределах 21,4—23,5°С, что соответствует влажным субтропикам. На территории Ирана и Афганистана в лейасе образуются угленосные фации с богатой флорой [23, 26].

В средней юре на территории Армянской ССР имело место довольно интенсивное углеобразование, в Иджеванском районе мощность угольных пластов иногда достигает 4 *м* (по данным разведочных работ). В Ткибульской, Ткварчельской и Маганской прогибах формируются мощные угленосные толщи. Основными элементами растительного покрова Закавказской суши были влаго--и теплолюбивые формы [25, 29]—виллиамсонии, беннетиты. Термометрические измерения по рострам белемнитов, обитавших в Кавказском байосском море, показали значения в 22—26,8°С, т. е. более высокие, чем в ранней юре [29].

Таким образом, возникшие в позднем триасе локальные гумидные ареалы (Джерманисский бассейн, возможно верховья р. Тертер) в ранней—средней юре объединяются и существенно расширяют южную границу северного тропического пояса. Н. М. Страхов [24] пишет: «. . . имеются все основания считать, что эпохи лейаса и доггера были временем резко выраженной и повсеместной на поверхности Земли гумидизации климата и сильного расширения гумидных зон за счет аридных» (с. 173).

Келловей-апт. В истории альпийского этапа развития региона этот отрезок времени можно рассматривать как эпоху наибольшей подавленности процессов глинообразования во всех формах. Глинистые породы имеются только в отложениях келловея и (очень мало) оксфорда—кимериджа. И все же данные по глинистым минералам в сочетании с другими критериями позволяют судить о климате этого времени достаточно уверенно. Согласно Н. М. Страхову [24], в позднеюрское время территория Закавказья располагалась в пределах северной аридной зоны. «Удивительно, как резко контрастируют климатические условия двух соседних эпох: нижне-и среднеюрская эпохи были одними из наиболее гумидных в истории альпийского этапа, верхнеюрская же—эпохой наиболее резко выраженной аридизации» [24, с. 173]. Следует однако уточнить, что относительно территории Армянской ССР приведенная цитата справедлива только для послекелловейского времени. Здесь, по данным [15], климат был умеренно-влажным. Хотя в келловее углеобразование прекращается, но другие признаки указывают на семигумидный климат этого времени. В частности, сохраняется каолинит-гидрослюдистая ассоциация аллотигенных глинистых минералов, причем каолинит достигает 30% глинистой фракции; $М_н=21$, $М_т=22$. Соотношение аллохтонного и аутохтонного материала в седиментационных бассейнах, парагенезы пород, включения также указывают на гумидные черты келловейского климата. В контуре Шамшадинского и Алавердского антиклинориев отложения келловея представлены главным образом терригенными породами [5, 15, 19], причем на некоторых участках они включают многочисленные фрагменты растений (стебли и др.). Терригенные сероцветные отложения имеются и в сопредельных регионах, а в Крыму и на Кавказе зафиксированы отложения с глауконитом и фосфоритом [29]. На ландшафтно-климатической карте келловейского века территория Армянской ССР расположена в гумидной зоне [29]. По данным [29], температура келловейского бассейна Закавказья колебалась в пределах 25—28°С. Итак, в келловее на территории Армянской ССР климат все еще был влажным субтропическим, что, по мнению автора, явилось отголоском предшествующей гумидной эпохи.

Об аридных условиях образования вулканогенно-карбонатной формации оксфорда-кимериджа отмечено в [14]; критерием аридности справедливо считаются диагенетические доломиты. Можно указать и на другие достоверные признаки: монтмориллонитизация вулкано-терригенного материала, практическое отсутствие растительных остатков, интенсивное кремнеобразование, наличие палыгорскита (горной кожи). Хотя последний эпигенетического происхождения, однако уже сам факт высокой активности магния, его участие в синтезе силикатов в бассейне породообразования (палыгорскит) и на суше (монтмориллонит) свидетельствует об аридных условиях. В Дагестане, Кабардино-Балкарии, на Северо-Западном Кавказе в рассматриваемое время накапливаются доломиты и гипсы, в бассейне р. Лабы образуется эвапоритовая формация с хлоридами [29]. На территории Грузии и Азербайджана осаждались доломиты, гипсы, иногда хлориды [29, 1], в Турции фиксируются кремнистые известняки с белемнитами [26]. На суше почти полностью исчезает растительный покров, лишь на некоторых участках сохраняется ксерофильное редколесье [23, 29]. По данным термометрических измерений, температура бассейнов Кавказа и Закавказья, в которых обитали коллониальные кораллы [5, 18, 1], колебалась в пределах 24—26°С [29]. Все эти данные указывают на аридный тропический (или субтропический) климат в оксфорде-кимеридже на обширной площади, включая территорию Армянской ССР.

В последующих отложениях (вплоть до альбских) глины практически отсутствуют, но есть основание считать, что климат этого времени почти не изменился по сравнению с предыдущей эпохой. Имея в виду широкое развитие рифостроящих кораллов (орбитолин, рудистов), А. С. Папоян [18] считает, что термический режим раннемеловых и позднеюрских бассейнов был примерно одинаковым и он в равной мере соответствовал тропическому поясу Тетиса. На территории Грузии в валанжине—готериве сохранились бассейны, в которых осаждались доломиты и гипсы [28]. Как отмечается в [29], на Юге СССР состав растительности практически не изменился по сравнению с фитоландшафтами поздней юры. В барреме и апте в бассейнах Турции обитали устрицы, неринеи, орбитолины. Термометрические измерения показали, что в валанжине температура Крымско-Кавказских и Закавказских бассейнов колебалась в пределах 20—25°С, в барреме—27°С, в апте—25,4°С. По данным [24], территория Закавказья в раннемеловое время располагалась в пределах северной аридной зоны.

Альб-палеоцен. В глинах и песчаниках этого возраста аллотигенные глинистые минералы представлены гидрослюдой политипа $2M_1$ (30—40%), Fe—хлоритом (30—40%), псевдомоноклинным каолинитом (до 30%); $M_т$=20—22. Этот парагенезис характерный в основном для гумидных условий [10, 12, 20], в разных вариантах сохраняется до олигоценового времени, что свидетельствует об относительной устойчивости климата на протяжении альба-эоцена. По данным [21, 22], климат в альбском веке был гумидным, условия благоприятствовали интенсивному образованию глауконита, характерно наличие большого количества углефицированных растительных остатков. Согласно [29], морские бассейны Карпат, Крыма, Кавказа располагались в зоне равномерно-влажного климата. Палеотермометрические исследования [29] показывают постепенное снижение температуры от раннего до позднего альба (21—13.5°С). На территории Турции бассейны характеризуются [26] как бореальные, в которых обитали ауцеллы и осаждались глаукониты. Таким образом, после значительного периода господства на территории Армянской ССР аридного тропического (или субтропического) климата, в альбе происходит его увлажнение и резкое падение температуры. Как указано в [21, 22, 29], эти признаки на юге СССР и в Прикуринской зоне появляются уже в апте.

В сеномане, по данным [21, 22], отмечаются признаки аридизации: наличие флоры, промежуточной между ксерофильной и мезофильной, повышенные концентрации стронция, слабое огипсование и

доломитизация. Вместе с тем, отложения сеномана несут и признаки гумидности: большое количество растительных остатков (причем среди них встречаются и папоротники) [5, 25] и указанный выше парагенезис с каолинитом. Сосуществование противоположных признаков в одних и тех же отложениях не является запрещенным (такая ситуация в регионе возникает и в дальнейшем). Очевидно, в результате обновления рельефа суши, в сеномане возникает климатическая зональность. Аналогичная картина (зональность) наблюдается на юге и севере Малой Азии, где одновременно образуются доломиты и бокситы. В Крымско-Кавказской области и во всей европейской части СССР господствовал гумидный тропический (или субтропический) климат. По данным [29], на суше были развиты хвойные, вечнозеленые и широколиственные леса с подлеском из мхов и папоротников. В бассейнах накапливались сероцветные карбонатно-терригенные отложения с глауконитом. Термический режим приповерхностных вод был высоким—не ниже 21°С, что соответствует субтропикам.

В туронский век происходит дальнейшее расширение гумидных зон и сглаживание термического режима южных областей СССР [27, 29]. По данным [21, 22], на территории Армянской ССР климат также увлажняется. Температура морей Закавказья колебалась в пределах 21—27°С, несколько меньшие значения отмечаются для бассейнов Кавказа и Крыма—около 20,5°С [29]. В коньяке климат здесь существенно не изменяется: растительные ассоциации и литогенетические фации свидетельствуют о постоянно-влажном климате с тропическим (или субтропическим) режимом [29]. Споро-пыльцевые комплексы указывают на развитие папоротников, кедра и других тепло- и влаголюбивых форм на территории Армянской ССР. Возрастает роль аллотигенного каолинита (20%): M_t=22. Среднегодовая температура в бассейнах Малого Кавказа колебалась в пределах 20—23°, в сантоне достигала 25°С [29]. Для песчаников сантона Иджеванской зоны характерен каолинитовый цемент. Примерно такая же обстановка, но с несколько пониженным термическим режимом (17—20,5°С), отмечается и для кампанского века [29].

Карты ландшафтно-климатической зональности маастрихта и датского века почти не отличаются от таковых кампана, сантона и коньяка: границы гумидных и аридных тропиков (субтропиков) Закавказья и Крымско-Кавказской области остаются прежними [29]. Согласно [29], в течение маастрихтского и датского веков на Малом Кавказе и в Закавказье существовал гумидный субтропический климат, температура бассейнов колебалась в пределах 18—24,8°С, в палеоцене достигала 25,2°С. Однако эти данные нуждаются в уточнении. По мнению В. М. Синицына [23], в датском веке климат Евразии становится максимально континентальным. Явление такого масштаба не могло не отразиться на климате складчатых областей, что мы и наблюдаем на примере территории Армянской ССР. По данным [21], на рубеже мела и палеоцена в результате складчатости климатическая обстановка обретает мозаичный характер; в отложениях Еревано-Ордубадской зоны появляются прямые признаки аридности—повышенная стронциеносность и бороносность, наличие больших концентраций целестина. Отметим, что в этих отложениях роль аллотигенного каолинита резко уменьшается. Вместе с тем, споро-пыльцевые комплексы (неопубликованные данные Я. Б. Лейе) указывают на развитие миртовых, папоротников и других влаго-и теплолюбивых форм. Таким образом, после позднего триаса и сеномана на территории Армянской ССР вновь устанавливается климатическая зональность, которая в последующие эпохи становится обычной.

Эоцен. В связи с трансгрессией моря [8], площади с континентальным климатом в раннем эоцене сокращаются. Появляются и затем широко развиваются нуммулиты [8, 9], свидетельствующие о высоком термическом режиме водоемов. В Севано-Ширакской зоне образуются угли. Значение аллотигенного каолинита в угленосных от-

ложениях резко возрастает (до 20—30%); $M_т=25$, $M_н=15$. Остатки флоры и споро-пыльцевые комплексы указывают на распространение миртовых, папоротников и других влаго-и теплолюбивых форм [17, 25, данные Я. Б. Лейе]. Аналогичные формы были характерны и для других южных областей СССР [29]. Температура морей Крыма и Закавказья колебалась в пределах 21—27,2°С [29].

В среднем эоцене сколько-нибудь заметных изменений не происходит. Можно думать, что в связи с нарастанием трансгрессии [8] климат этого времени еще более увлажняется. Широко развиваются нуммулиты, кораллы и другие теплолюбивые формы [8, 9]. В бассейнах Крыма и Закавказья среднегодовая температура колебалась в пределах 21,5—27,2°С, что соответствует тропическому режиму. В Севано-Ширакской зоне продолжают накапливаться угленосные отложения [6]. Парагенезы аллотигенных глинистых минералов, а также $M_т$ и $M_н$ практически не изменяются. Остатки флоры и споро-пыльцевые комплексы [17, 25, дачные Я. Б. Лейе] указывают на широкое распространение тропической и субтропической растительности. Таким образом, подтверждается мнение [6] о гумидном тропическом (или субтропическом) климате раннего-среднего эоцена.

В позднеэоценовое время парагенезы глинистых минералов в целом сохраняются, различия имеются лишь в составе глин отдельных структурно-формационных зон; $M_т=35$, $M_н=12$. Согласно [29], континентальные пространства юга СССР в это время были покрыты тропическими и субтропическими лесами. На территории Армянской ССР были развиты покрытосемянные, хвойные, плауны и папоротники (данные Я. Б. Лейе). Анализ растительной ассоциации указывает на жаркий и влажный климат. В неопубликованной работе коллектива авторов (А. А. Габриелян, С. М. Григорян, Ю. А. Мартиросян, А. А. Садоян, О. А. Саркисян и др.) позднеэоценовый климат определяется как переменно-влажный с тенденцией к засушливости. Термический режим бассейнов был очень высоким, среда обитания нуммулитов в Крыму, на Северном Кавказе, в Закавказье и на Малом Кавказе [29] колебалась в пределах 22—27°С, на территории Армянской ССР (по А. Е. Птухяну) достигала 24,6°С. В этих бассейнах обитали также кораллы, морские ежи и другие теплолюбивые формы [8, 9]. Повсеместное распространение указанного комплекса фауны во всех седиментационных зонах свидетельствует о сходных термических условиях на всей территории Армянской ССР. Таким образом, хотя в позднем эоцене в растительном покрове на территории Армянской ССР появляются элементы ксерофильной флоры, геохимические модули указывают на аридизацию, а в соседних областях (в Анатолии) образуются гипсы [26], климат в течение эоцена в целом оставался гумидным тропическим.

Олигоцен-миоцен. Парагенезы глинистых минералов к этому времени существенно изменяются. В конце среднего олигоцена появляется седиментационный палыгорскит, который затем (в миоценовых глинах) становится породообразующим минералом. Кроме того, распространены железистые хлориты с подвижной решеткой и смешанно-слойные минералы типа Х-М. В Приереванском и Октемберянском районах $M_т=35—36$, $M_н=10—12$, в Севано-Ширакской зоне $M_т=22,5$, $M_н=15—20$. Анализ растительных ассоциаций и парагенезов глинистых минералов приводит к выводу о постепенной дифференциации климата. Раннеолигоценовые минеральные и растительные ассоциации почти не отличаются от позднеэоценовых. В раннем олигоцене продолжают доминировать хвойные, плауны, папоротники, таксодиумы, а также эоценовые парагенезы глинистых минералов. Но уже в среднем олигоцене в Приереванском районе существенно возрастает роль покрытосеменных, древесных и кустарниковых, резко сокращаются площади расселения плаунов и папоротников, появляются палыгорскит и сингенетический гипс. В Севано-Ширакской зоне гумидный климат в среднем олигоцене сохраняется: здесь накапливаются угленосные отложения, которые включают субтропическую флору [6]. Угли и углистые слан-

цы образуются также в позднеолигоценовом Ахалцихском бассейне В отложениях обеих зон имеется существенная примесь каолинита. На Кавказе [29] развиваются хвойные, широколиственные, меньше—субтропические формы. Споры и пыльца принадлежат различным ландшафтам; наряду с холоднолюбивыми пихтами, встречаются теплолюбивые пальмы, миртовые, а также ксерофильные (эфедра), мезофильные (тополь, ива, ольха) и травянистые сообщества. Все это указывает на установление здесь вертикальной климатической зональности. В целом отмечается [29] существенное падение термического режима Крымско-Кавказской области в раннем-среднем олигоцене (до 14—18°С). Примерно таким же дифференцированным был климат в Анатолии. В течение олигоцена здесь в одних зонах образуются пестроцветные фации с каменной солью и гипсом, в других—терригенные сероцветные отложения, причем последние распространены значительно меньше; в миоцене, напротив, преобладали гумидные ареалы, что фиксируется мощными лигнитоносными отложениями [26].

В Севано-Ширакской зоне в миоцене накапливаются пресноводно-озерные отложения, включающие растительный детрит, прослои углей и углистых сланцев [6]: климат здесь продолжает оставаться гумидным субтропическим. В Приереванском и Октемберянском районах аридизация усиливается. Формируются красноцветные отложения, которые несут признаки и аридности (высокая карбонатность, сингенетический гипс, палыгорскит) и гумидности (хлориты с «расшатанной» структурой, каолинит, гидроокислы железа в качестве пигментирующего вещества, большое количество грубообломочного материала). В области седиментации господствовал аридный климат, в предгорных же районах породы подвергались интенсивной химической и механической дифференциации в условиях семигумидного климата. Смешение этих противоречивых признаков было обусловлено вертикальной климатической зональностью. Н. М. Страхов [24] отмечает, что в аридных областях красноцветность всех типов пород всегда сочетается с карбонатностью, а иногда и с засолением «Ее (имеется в виду окраска пород—И. П.) появление здесь не случайно, . . . в составе осадочного материала, заносимого в аридные области из горизонтальных и вертикальных гумидных зон, всегда присутствуют окислы железа. Необходимое для их редукции органическое вещество, однако, находится в аридных зонах далеко не всегда в нужных количествах . . ., чтобы редуцировать железо и «погасить» красные цвета» [24, с. 7].

В конце раннего миоцена в Приереванском и Октемберянском районах признаки гумидности практически исчезают: в кровле красноцветной формации карбонатность пород возрастает, появляются прослои гипса и ангидрита, чаще встречается целестин, количество грубообломочного материала резко сокращается, постепенно исчезает пигментирующее вещество, увеличивается количество палыгорскита. В среднем миоцене здесь уже накапливаются гипсы и каменная соль, палыгорскит становится породообразующим минералом. Судя по споро-пыльцевому комплексу [13], в позднем миоцене климат был не менее аридным, чем в предыдущую эпоху; об этом свидетельствуют также породообразующий палыгорскит, значения $М_т$ (50) и $М_н$ (10—15), сингенетический гипс. Отсутствие мощных эвапоритовых отложений обусловлено ингрессией сарматского моря, объединившего изолированные среднемиоценовые солеродные бассейны. Это был последний акт морской седиментации на территории Армянской ССР.

Таким образом, в олигоцене-миоцене на обширной площади от Анатолии до Большого Кавказа климат был резко дифференцированным; аридные и гумидные ареалы с тропическим, субтропическим и более низким термическим режимом часто сменяли друг друга по горизонтали и вертикали. Одновременно, в связи с сокращением морских бассейнов, усиливается континентальность климата и все отчетливее проявляется его сезонный характер. На территории Армянской

ССР вновь устанавливается горизонтальная и вертикальная зональность, которая, как известно, характерна и для климата настоящего времени.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступили 7.V.1986.

Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔԻ ՊԱԼԵՈԿԼԻՄԱՅԻ ՎԵՐԱԿԱՆԳՆՄԱՆ ՄԻ ՓՈՐՁ ԸՍՏ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ

Ամփոփում

Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի ֆաներոզոյի կլիման վերականգնվում է համաժամանակյա նստվածքների միներալների պարագենեզիսներով, ինչպես նաև ուղղակի այլ հատկանիշների և ռեգիոնալ տվյալների կիրառումով։ Ուշ դևոնի—վաղ կարբոնի կլիման բնութագրվում է որպես խոնավ մերձարևադարձային, որը միջին և ուշ կարբոնում փոխվում է ավելի տաք և խոնավ կլիմայով։ Պերմում, վաղ և միջին տրիասում հաստատվում է չորային արևադարձային կլիմա, ուշ տրիասում հանդես են գալիս առանձին խոնավ շրջաններ, որոնք վաղ-միջին յուրայում միավորվում են և խոնավ կլիման նորից իշխող է դառնում։ Օքսֆորդում տեղի է ունենում կլիմայի կտրուկ չորացում, վաղ կավճի դարաշրջանում չորային պայմանները պահպանվում են։ Ուշ կավճի-էոցենի կլիման ամբողջությամբ բնորոշվում է որպես խոնավ մերձարևադարձային, իսկ օլիգոցեն-միոցենում այն կտրուկ կերպով տարբերակվում է՝ առաջանում է հորիզոնական և ուղղաձիգ զոնալականություն բարձր ջերմային ռեժիմ ունեցող խոնավ և չորային շրջանների հատվածական տեղաբաշխմամբ։

I. Kh. PETROSOV

A TRIAL OF THE ARMENIAN SSR TERRITORY PALEOCLIMATE RECONSTRUCTION BY CLAY MINERALS

Abstract

The Armenian SSR territory Phanerozoic climate is reconstructed by the clay minerals parageneses in synchronous deposits as well as using the other direct indications and regional data. The Late Devonian-Early Carboniferous climate is characterized as a humid subtropical one, which during Middle and Late Carboniferous was changed into a more torrid and humid climate. During Permian, Early and Middle Triassic an arid tropical climate was established, in Late Triassic local humid areals have been formed, which during Early-Middle Jurassic united with each other and a humid climate had dominion over the territory again. During Oxfordian a sharp aridization has taken place and in Early Cretaceous the arid conditions continued. The Late Cretaceous—Eocene climate is determined as a humid subtropical one. During Oligocene—Miocene the climate has been sharply differentiated, a horizontal and vertical zonality originated with a mosaic distribution of humid and arid areals which had a high temperature regime.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азизбеков Ш. А.* Геология Нахичеванской АССР. М: Изд. лит-ры по геол. и охране недр., 1961, 502 с.
2. *Акульшина Е. П.* Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск; Наука, 1978, 178 с.
3. *Аракелян Р. А., Нисанян Г. Б.* Условия образования палеозойских-триасовых отложений Армянской ССР.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. V. Литология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974. с. 407—418.
4. *Аракелян Р. А., Нисанян Г. Б.*, Петросов И. Х. Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего-верхнего карбона Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 5, с. 21—31.
5. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван; Изд. Айпетрат, 1958, 430 с.
6. *Асратян В. П., Садоян А. Л., Саркисян О. А.* Условия образования палеогеновых отложений Армянской ССР.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. V. Литология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, с. 453—469.
7. *Боуэн Р.* Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969, 207 с.
8. *Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван; Изд. АН АрмССР, 1964, 258 с.
9. *Григорян С. М.* Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван; Изд. АН АрмССР, 1986, 180 с.
10. *Зхус И. Д.* Глинистые минералы и их палеографическое значение. М.; Наука, 1966, 279 с.
11. *Ильина Т. Г.* Четырехлучевые кораллы поздней перми и раннего триаса Закавказья. М.: Недра, 1965, 104 с.
12. *Казанский Ю. П.* Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Изд. Наука, 1983, 223 с.
13. *Лейе Я. Б.* Споро-пыльцевой комплекс сарматских отложений долины р. Раздан.—Изв. АН АрмССР. сер. геол.-геогр. наук, 1959, № 5, с. 75—81.
14. *Мандалян Р. А.* Условия образования верхнеюрских-неокомских отложений Армянской ССР.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. V. Литология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, с. 426—430.
15. *Мандалян Р. А.* Литологическая характеристика терригенной формации келловея северо-восточной части Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 2. с. 78—83.
16. *Мовсесян М. А., Петросов И. Х.* Некоторые вопросы минералогии и палеогеографии соленосной толщи Приереванского района.—Изв. АН АрмССР, сер. геол.—геогр. наук, 1962, № 6, с. 15—24.
17. *Палибин И. В.* Этапы развития флоры Прикаспийских стран со времени мелового периода.—Сов. ботаника, 1935, № 3, 60 с.
18. *Папоян А. С.* Некоторые данные о скелетном веществе кораллов Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле. 1978, № 2. с. 3—8.
19. *Петросов И. Х.* Глинистые породы Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 300 с.
20. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних водоемах.—Тр. ГИН АН СССР, М.: 1964, вып. 112, 288 с.
21. *Сатиан М. А., Степанян Ж. О.* Условия образования альб-палеоценовых отложений Армянской ССР.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. V. Литология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, с. 432—452.
22. *Сатиан М. А.* Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, 167 с.
23. *Синицын В. М.* Древние климаты Евразии. т. I. Л.: Изд. ЛГУ. 1965, 166 с., т. II. 1966, 191 с.
24. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I, М.: Изд. АН СССР, 1962, 210 с.
25. *Тахтаджян А. А.* История развития растительности Армении.—Тр. бот. ин-та АН АрмССР. Ереван: 1946, т. IV с. 51—107.
26. *Фюрон Р.* Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: ИЛ., 1955, 144 с.
27. *Швацбах М.* Климаты прошлого. М: ИЛ, 1955, 283 с.
28. *Эристави М. С.* Изменение нижнемеловой фауны в связи с геологической историей.—Изв. геол. об-ва Грузии, 1959, т. I. вып. I, с. 71—92.
29. *Ясаманов Н. А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978, 223 с.
30. *Petti John F., Schultz L.* Sedimentary Rocks, New-York, 1957; p. 718.
31. *Vogt T.* Geology and Petrology of the Sulitelma district, Norque geology, № 121. Oslo, 1927 p.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле. 1986, XXXIX, № 6, 19—30

УДК:553.32(479.25)

С. Г. КАРАПЕТЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТЯН, К. Г. ШИРИНЯН, Л. П. ЯШВИЛИ

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАРЦРАТУМБСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ МАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЗАНГЕЗУРЕ

Проведенные минералого-геохимические и геолого-петрографические исследования нового Барцратумбского проявления марганца показали, что оно относится к эксгаляционно-гидротермальному кремнисто-криптомелан-голландитовому марганцерудному типу; характеризуется низкими содержаниями P, Fe, S и повышенными концентрациями гранитофильных компонентов—K, Ba, Be, Mo, W, а также Ag, As, V, Ni, Co.

В статье приводятся результаты химических, микрозондовых, рентгеноструктурных анализов минералов кремнезема и марганца. Обсуждаются некоторые аспекты генезиса и источника рудного вещества.

Известные на территории республики небольшие месторождения и проявления марганца приурочены к позднемеловой вулканогенно-осадочной толще Севано-Карабахской зоны (Севкар-Саригюх, Калача, Шаваршаван) [14, 19], кремнисто-вулканогенной формации Севанского и Зангезурского офиолитовых комплексов (Саринар, Чах-Чах, Сваранц) [12], Севано-Ширакскому и Вайк-Ордубадскому позднегеосинклинальным вулкано-терригенным прогибам палеогена (Дебед, Кармрашен) [2, 16].

Небезынтересно отметить, что марганцевая гидроокисная минерализация установлена также среди более молодых миоплиоценовых и плиоценовых андезито-базальтов Зангезурского и риолитовых образований Цахкуняцкого хребтов [2, 15].

Геологическое строение Барцратумбского проявления

Барцратумбское проявление марганца приурочено к одноименному риолитовому куполу, расположенному в средней части водораздела Зангезурского хребта, на 1,2 *км* южнее Сисианского (Биченагского) перевала. Известное в литературе Биченагское проявление марганца, обнаруженное Ш. А. Азизбековым [1], находится в 3,5 *км* к юго-западу от Барцратумбского и приурочено к плиоценовым андезитам и агломератам того же состава, образуя в них прожилково-вкрапленное оруденение.

Купол Барцратумб [5, 6] относится к биченагской вулканогенно-обломочной толще (мощность до 900—950 *м*), широко развитой в водораздельной части Зангезурского хребта (от Воротанского перевала почти до северных отрогов Баргушатского хребта). Означенная толща в северной части залегает на вулканогенно-обломочных образованиях олигоцена, а в южной—на отложениях эоцена. Она представлена чередующимися лавовыми потоками и вулканогенно-обломочными образованиями, имеющими состав от оливиновых андезито-базальтов до андезито-дацитов и риолитов, с преобладающей ролью андезитов.

Геологическое положение и особенности строения биченагской толщи в разные годы и с разной степенью детальности рассматривались в работах ряда исследователей [1, 3, 4, 7, 8], а наиболее детально—А. С. Остроумовой, Е. К. Станкевичем, И. Я. Центер, [10], которые вслед за Е. Е. Милановским отнесли ее к андезитовой формации. Однако, детальный сравнительный анализ более молодых (средне-верхнеплиоценовых) риолитов [5, 6] и риолитов биченагской толщи позволяет выделить их в самостоятельную формацию.

Биченагская толща датируется неоднозначно. По данным разных исследователей [1, 3, 4, 6, 10], охватывает довольно широкий диапазон времени—от олигоцена до средне-верхнего плиоцена включительно. Проведенными радиологическими определениями возраст вмещающих марганцевую минерализацию барцратумбских риолитов и прорывающих их андезитов составляет 16,5 и 17,5 *млн. лет* соответственно (оп-

ределения проводились в геохронологической лаборатории ИГН АН АрмССР).

Купол Барцратумб является наиболее достоверным и выразительным из предполагаемых центров извержений риолитовых пород описываемой толщи. По морфологии и структурным особенностям он напоминает среднеплиоценовые купола Цахкуняцкого хребта и некоторые новейшие (плиоплейстоценовые) куполовидные вулканы Сюникской группы—Базенк, Мец-Сатанакар и др., расположенные на 8—10 *км* севернее данного участка [5, 6].

Барцратумб представлен довольно крупным куполовидным сооружением и является одной из высоких вершин (2451,0) Зангезурского хребта. Благодаря этому и белесоватой окраске слагающих его риолит-перлитовых пород он довольно отчетливо выделяется в рельефе. Относительное превышение Барцратумба над гребнем хребта составляет 200—250 *м*, диаметр основания—около 1500*м*. Склоны сглажены и задернованы. В плане купол имеет изометричную форму, с несколькими небольшими отрогами, из которых юго-западный протягивается на 1,3 *км* (рис. 1). Суммарная площадь основания составляет около 3 *кв. км*. С востока купол рассечен серией неглубоких оврагов. У северного, северо-западного и восточного подножья купола обнажаются риолитовые брекчии, перлиты и пемзы; юго-западный отрог сложен перлитами и пемзой агломератового строения. На западном склоне, начиная с вершины до подножья, выступают скальные выходы флюидальных риолитов с довольно крутым падением (30—40°) на юг-юго-восток (рис. 2). У подножья купола высота обнаженной части риолитов достигает 25—30 *м*. К этому участку приурочена наиболее интенсивная минерализация марганца, прослеживаемая также и на других обнажениях в СЗ направлении.

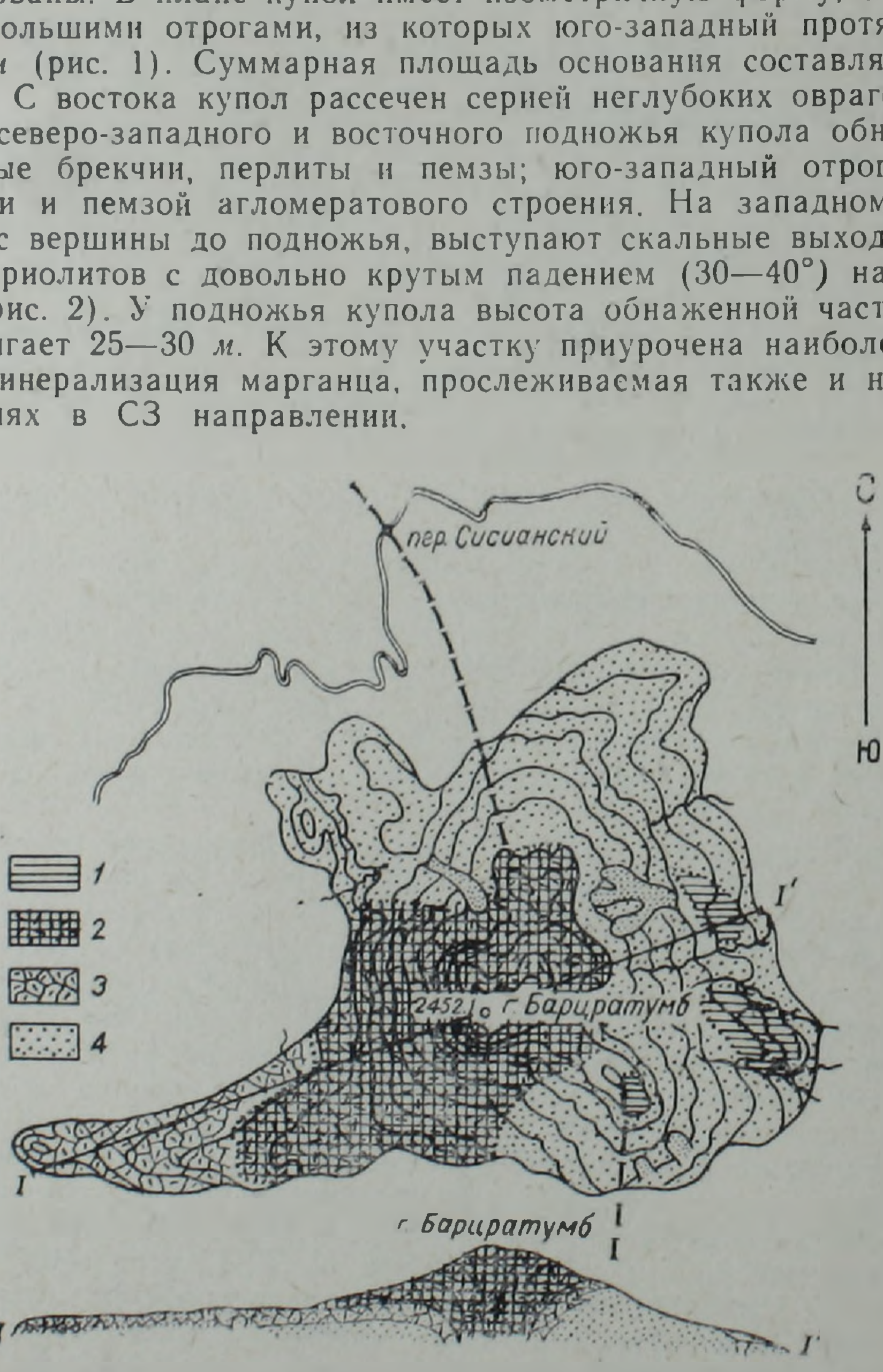


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта риолитового вулкана Барцратумб. 1—крупнополевошпатовые андезиты, андезито-дациты; 2—флюидальные риолиты, содержащие марганцевое оруденение; 3—перлиты агломератового строения; 4—пирокластические перлит-пемзовые образования.

Рис. 2. Флюидальные риолиты у западного подножья купола Барцратумб; видна марганцевая минерализация (черное) в виде примазок, прожилков, гнезд, развитых вдоль плоскостей флюидальности риолитов.

Вмещающие марганцевое орденение риолиты макроскопически имеют бурую или серую окраску с фиолетовым и розовым оттенками. Обычная флюидальная полосчатость нередко гофрирована, а местами приобретает обломочную текстуру.

Микроскопически структура риолитов в основном афировая с редкими микрокристаллами кислого плагиоклаза, роговой обманки и биотита; текстура породы полосчатая с разной степенью кристалличности отдельных полос—от стекловатой до сферолитовой.

Текстурно-структурные особенности и минеральный состав руд

Барцратумбское проявление марганца характеризуется наличием разнообразных, часто сложных текстур руд, отражающих специфические особенности их формирования.

Марганцевая минерализация на описываемом проявлении, по-видимому, связана с эксгаляционно-фумарольной деятельностью вулкана Барцратумб. Марганец здесь поступал в тесной ассоциации с кремнеземом, выпадая как самостоятельно вдоль плоскостей флюидальности и трещиноватости риолитов в виде примазок и тонких прожилков мощностью до нескольких миллиметров, так и совместно с кремнеземом, образуя гнезда, линзы и прожилки, мощность которых в отдельных случаях достигает 15—20 *см*. Среди марганцевистых кремней в гнездах и жилах местами встречаются обломки вмещающих их риолитов (табл. 1).

Макроскопически кремнисто-марганцевые образования чаще представляют собой скрытокристаллический плотный агрегат светло-бурого до черного цвета с раковистым изломом. Темный цвет кремней обусловлен присутствием в них большого количества микроскопических включений кислородных соединений марганца. Рентгеноструктурные исследования водяно-прозрачных, молочно-белых и темных марганецсодержащих кремней показали, что они сложены кварцем, низкотемпературными тридимитом и кристобалитом, а также аморфной фазой кремнезема.

Соединения марганца на проявлении представлены как колломорфными агрегатами, в форме сгустков, почек и объемных дендритов, так и хорошо раскристаллизованными метаколлоидными образованиями среди эксгаляционных кремней (рис. 3). Часто гидроокисные соеди-

динения марганца выпадают в виде почковидных натечных образований в пустотах и на обломках риолитов, образуя корки толщиной до 3—4 *мм*. Почки имеют весьма сложное строение. Чаще в центральной части обособляется однородный аморфный кремнисто-марганцевый агрегат, вокруг которого развиваются плохо раскристаллизованные ми-

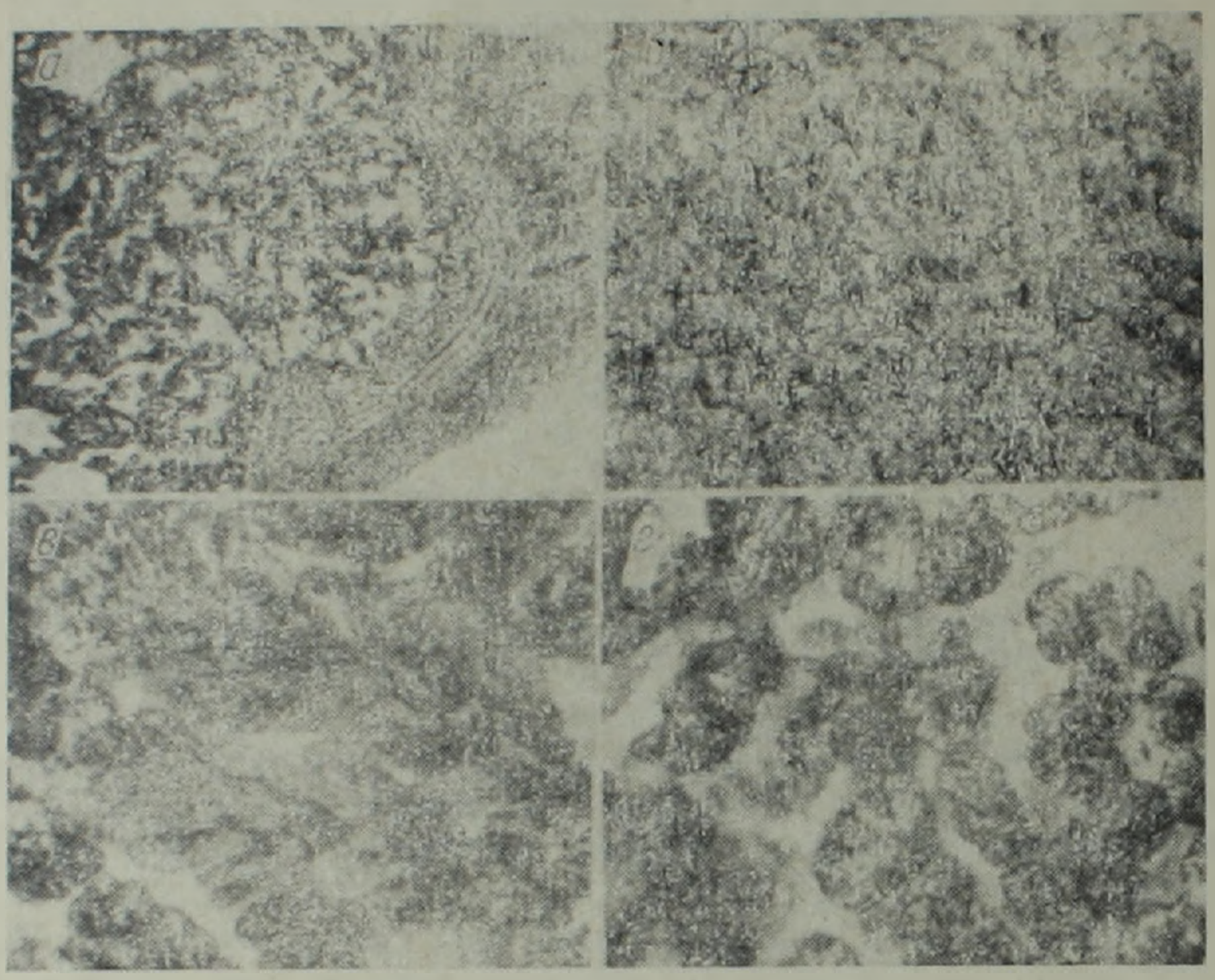


Рис. 3. а—кремнисто-марганцевые образования; б—почковидные натечные выделения соединений марганца на обломках риолитов, увел. 10х; в—перьевидные агрегаты соединений марганца с формулой $MnO_{1,89}$ вдоль удлинения дендритов, естественный скол; белое между дендритами—опал, увел. 16х; г—то же—поперек удлинения волокон дендритов.

Таблица 1

Результаты химических анализов руд и рудовмещающих образований*

Элементы	Риолит вулкана Барцратумб	Шарообразные выделения белого опаловидного кварца	Тонкодисперсные кремнисто-марганцевые образования	Черное марганцевистое „стекло"	Центральная часть криптомелан-голландитовых почек	Наружная часть криптомелан-голландитовых почек	Перьевидные выделения минерала $MnO_{1,89}$
SiO_2	76,18	95,02	56,14	33,39	20,20	58,60	57,72
TiO_2	не обн.	не обн.	не обн.	—	н. обн.	—	—
Al_2O_3	15,37	не обн.	0,42	—	1,02	2,50	2,93
Fe_2O_3	0,52	0,06	0,31	0,32	0,18	0,03	0,12
FeO	0,28	—	0,35	—	—	—	—
MnO	0,09	—	—	31,60	39,00	16,50	17,32
MnO_2	—	0,22	32,74	20,00	24,91	10,05	11,07
MgO	не обн.	1,00	0,46	0,86	0,86	0,60	1,54
CaO	1,15	0,98	0,60	1,19	1,54	1,60	0,58
Na_2O	3,30	не обн.	1,18	0,12	0,14	0,70	0,80
K_2O	3,50	не обн.	1,50	2,50	3,00	н. обн.	н. обн.
H_2O^+	0,02	—	0,46	—	—	—	—
P_2O_5	—	не обн.	0,06	0,23	0,17	0,20	0,17
п.п.п.	0,31	3,50	7,48	8,90	9,60	8,00	7,88
Сумма	100,72	100,78	100,70	99,11	99,92	99,58	99,13
Ba**	0,32	0,032	1,80	2,40	1,8	3,2	1,2

* Аналитики—Г. М. Джрбашян, З. Ш. Гаспарян. ИГН АН АрмССР

** Барий определен приближенно-количественным спектральным анализом.

нералы группы псиломелана. Размеры марганцевых почек колеблются в широком диапазоне—от субмикроскопических до 10 *мм*. Местами в межпочечном пространстве, в общем поле кремнистых образований, криптомелан образует спутанно-волокнистые агрегаты (рис. 4в).

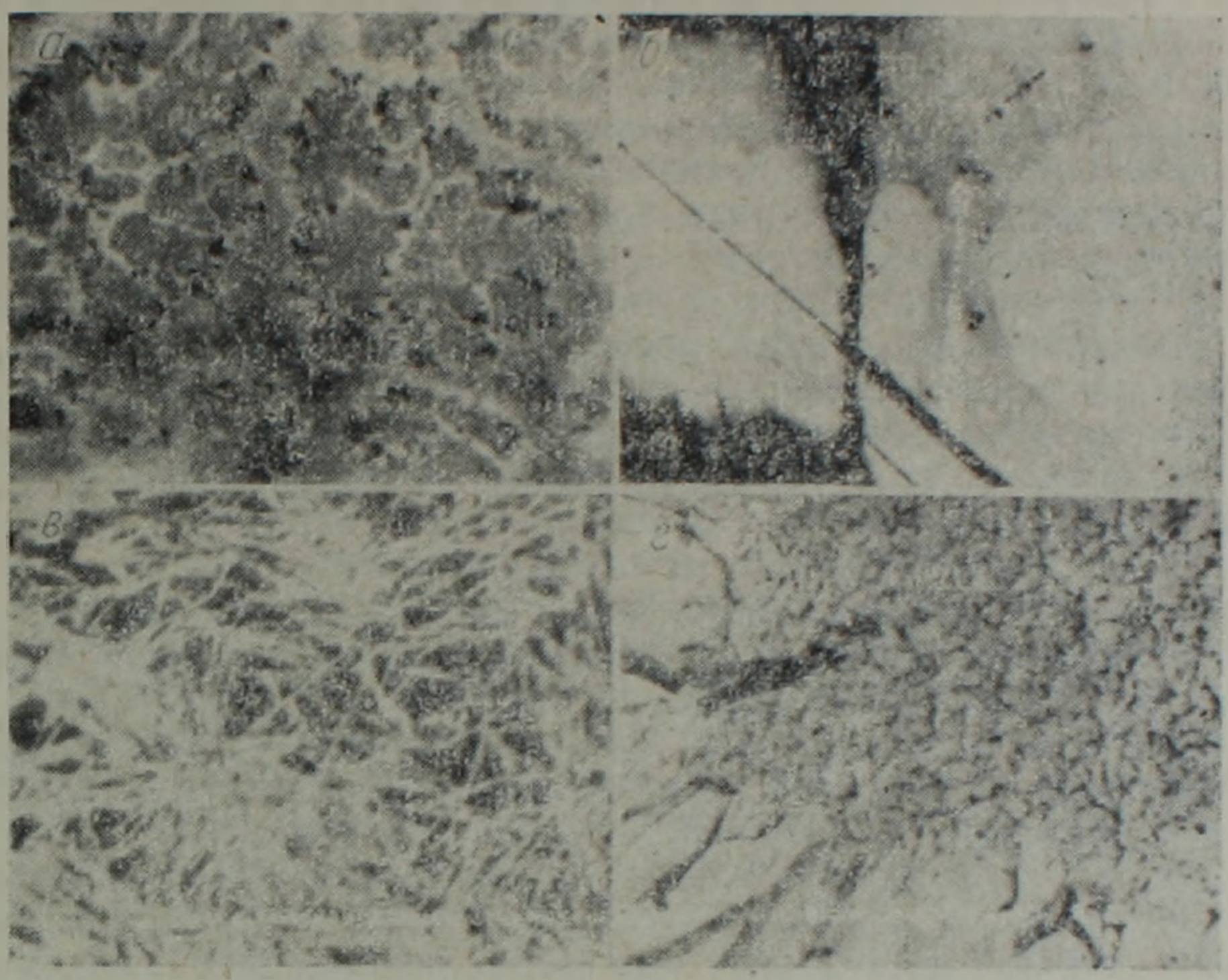


Рис. 4. Структура почковидных и перьевидных выделений соединений марганца в полированных шлифах: а—дендриты минерала $MnO_{1.89}$ поперек удлинения; б—криптомелан-голландитовая почка, белое—криптомелан, серое—голландит, полированный шлиф, увел. ~500х; в—спутанно-волокнистый криптомелан (светлое) в общей кремнистой массе, увел. 150х; г—электронографический снимок криптомелан-голландитовой почки; в центре нераскристаллизованный агрегат окаймляется радиально-лучистыми выделениями. Двуступенчатая угольно-коллодиевая реплика, увел. 6500х.

На проявлении широко развиты очень плотные кремнисто-марганцевые образования темно-серого до черного цвета со стеклянным блеском и раковистым изломом, на первый взгляд оставляющие впечатление гомогенной массы. Микроскопические, электронно-микроскопические и химические исследования показали, чо это скрытокристаллический кремнезем, содержащий субмикроскопические включения гидроокислов марганца, находящихся во взвешенном состоянии в общей массе кремнезема.

Минералы кремнезема представлены низкотемпературными фазами. Были исследованы как массивные кремнисто-марганцевые образования, так и молочно-белые сферолитовые агрегаты (табл. 1).

Таблица 2

Результаты химического анализа солянокислой (1:3) вытяжки кремнисто-марганцевых образований*

В навеске 1 *грамм*		Окислы в %						% раств. части	% раств. Мп
Нерастворимый остаток	Растворимая часть	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO		
0,971	0,029	0,67	0,80	0,65	0,21	0,36	0,21	2,9	0,64

* Аналитик З. Ш. Гаспарян, ИГН АН АрмССР.

Рентгенометрические исследования указанных разновидностей (табл. 3). показали, что марганцевистый кремнезем состоит из рентгеноаморфной изотропной метастабильной фазы, α—кристобалита («опаловый и халцедоновый кристобалиты») и α—тридимита, обнаруживающих при электронографическом анализе микропоры и удлиненные полости размером 0,001 *мм*. В молочно-белом кремнеземе воды обнаружено мало (3,72%), хотя в фазовом составе преобладают α—кристобалит и α—тридимит. Наконец, прозрачные агрегаты представлены полностью раскристаллизованными выделениями α—кварца с примесью α—кристобалита. Здесь проявлены параморфозы α—кристобалита и в меньшей мере α—тридимита по высокотемпературному кристобалиту, фазовые переходы которых протекают при 130° (α→β тридимит) и 180—270° (α→β кристобалит). Указанные термические эффекты отчетливо проявлены на кривых обезвоживания в виде экзотермических изгибов при температурах 80—90° и 230—240° (рис. 6).

Химический анализ показал, что молочно-белые кремнистые агрегаты содержат 95,02% SiO_2, небольшое количество Al_2O_3, MgO, CaO, а также высокие концентрации лития, олова, марганца, титана и бора (табл. 1, 7). Химический анализ солянокислой вытяжки марганцевистого кремния (растворимая часть составила 2,9%) показал преимущественное извлечение Al_2O_3, Fe_2O_3, SiO_2 и MgO по сравнению с CaO и MnO, свидетельствующее об их нахождении в составе солевой фазы газово-жидких включений и в поровых полостях (табл. 2).

Минералы марганца на Барцратумбском проявлении представлены низкотемпературными соединениями—криптомеланом, голландитом и минералом с формулой $MnO_{1,89}$. Микроскопические исследования в отраженном свете показали, что криптомелан и голландит в почковидных агрегатах образуют тесные срастания, что затрудняет выделить мономинеральные фракции, хотя в отдельных прослойках почковидных выделений существенную роль играет один из этих минералов.

Криптомелан почти всегда обособляется во внутренних частях почек. Иногда он окаймляет рентгеноаморфный тонкодисперсный крем-

Таблица 3

Рентгенометрическая характеристика различных агрегатов кремнезема*

№№ пп.	Черные агрегаты Мп-кремнезема		Прозрачные агрегаты		Молочно-белые агрегаты		№№ пп.	Черные агрегаты Мп-кремнезема		Прозрачные агрегаты		Молочно-белые агрегаты	
	J	d/n	J	d/n	J	d/n		J	d/n	J	d/n	J	d/n
1	3	5,85	—	—	—	—	16	2	2,202[1]	4	2,168	2	2,05[3]
2	3	5,72	—	—	—	—	17	3	2,158[1]	3	1,980	—	—
3	3	4,91[2]	1	4,91[2]	1	4,31[2]	18	3	1,891	—	—	—	—
4	4	4,30[3]	5	4,30[2]	1	4,33[3]	19	2	1,876	—	—	—	—
5	10	4,09[1]	6	4,25[1]	5	4,24[1]	20	3	1,858	—	—	—	—
6	3	3,90	3	4,10[1]	10	4,09[1]	21	3	1,832	1	1,817	4	1,817
7	2	3,57	2	3,70[2]	2	3,70[2]	22	3	1,760	—	—	—	—
8	2	3,48	10	3,34[3]	10	3,24[3]	23	3	1,740	—	—	—	—
9	4	3,11[1]	2	3,11[1]	10	3,25[2]	24	2	1,670	3	1,675	—	—
10	1	2,96[2]	1	2,98[2]	—	—	25	2	1,660	—	—	—	—
11	1	2,87	1	2,86	1	2,71[2]	26	3	1,580	—	—	—	—
12	2	2,65	4	2,50[3]	4	2,499[3]	27	2	1,55	1	1,541[3]	4	1,54[3]
13	2	2,57[1]	—	—	—	—	28	2	1,46	—	—	2	1,438[3]
14	4	2,509	5	2,45	3	2,46	29	3	1,36	—	—	3	1,378[3]
15	4	2,400	4	2,28[3]	3	2,28[3]	30	2	1,20	—	—	—	—

Примечание: 1—линии кристобалита, 2—линии тридимита, 3—линии кварца. Остальные линии—скрытокристаллическая фаза кремнезема.

* Все рентгеноструктурные анализы образцов из Барцратумба, приведенные в этой работе, выполнялись в рентгеноструктурной лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян, Н. В. Ревазовой на приборе ДРОН-2, Co-Fe антикатод, 30 PV, 8mA.

нисто-марганцевый агрегат, или в общей кремнистой массе выделяется в виде спутанно-волокнистых образований. Под микроскопом от голландита отличается цветом и отражательной способностью: криптомелан обладает белым цветом и более высоким показателем R. Кроме того, для хорошо раскристаллизованных разностей характерны более яркие эффекты анизотропии.

Голландит, как уже было отмечено, повсеместно ассоциирует с изоструктурным с ним криптомеланом, окаймляя в почковидных концентрически-зональных агрегатах шарообразные выделения последнего (рис. 4б).

Идентичные эталонам дифракционные картины раскристаллизованных в различной степени криптомелана и голландита (табл. 4) и высокие содержания в них K (3,80%) и Ba (9,25%) соответственно (табл. 1), позволяют однозначно диагностировать эти минералы. Рентгенографические анализы показывают различную степень раскристаллизованности этих двух минералов, выраженную в ослаблении интенсивности рефлексов, особенно в малых углах.

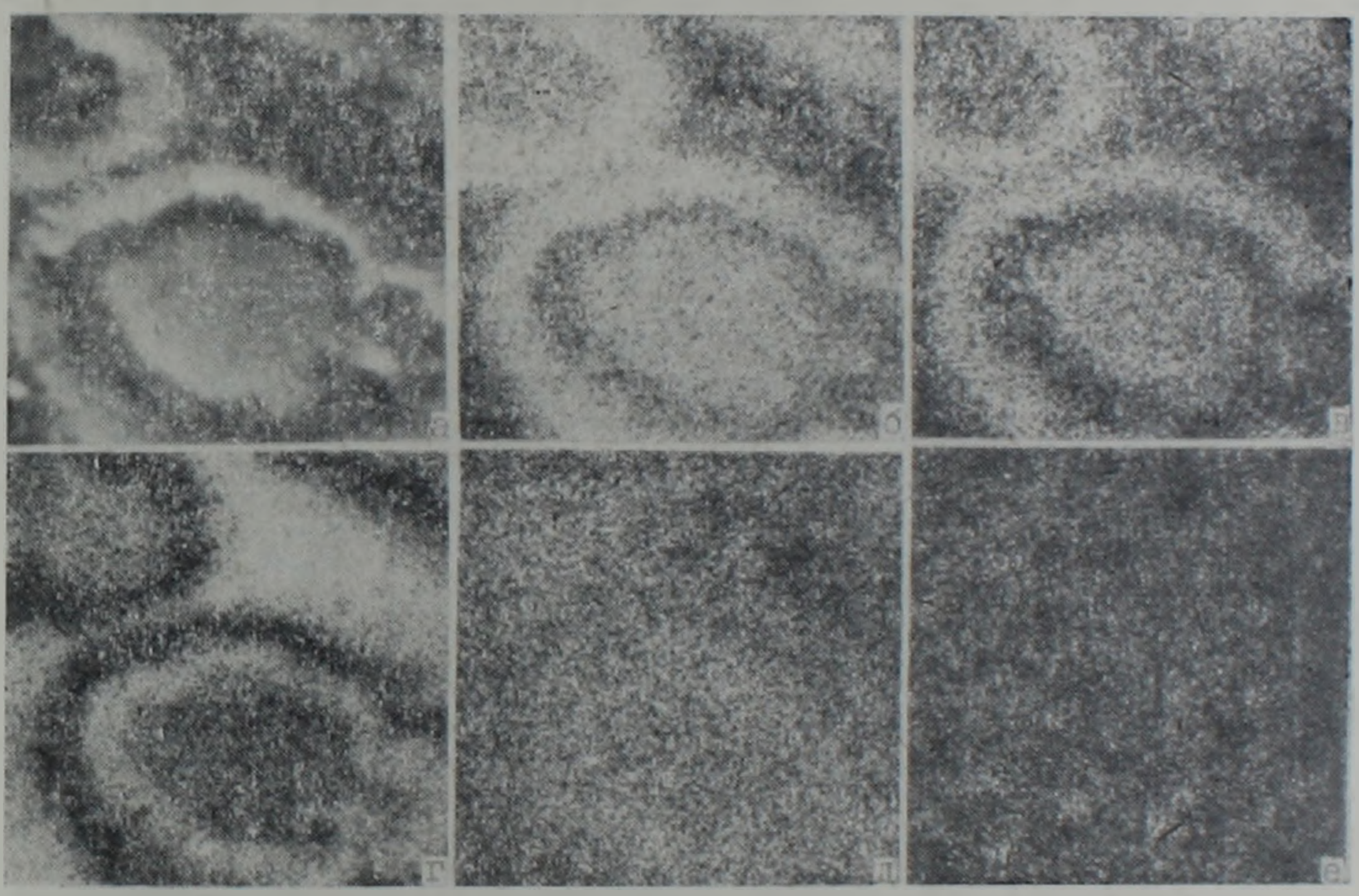


Рис. 5. Растровое изображение колломорфного криптомелан-голландитового агрегата в кремнистой массе. Увел. 800х. а—в обратно рассеянных электронах; б—е в рентгеновском излучении: б—марганец, в—калий, г—силиций, д—барий, е—кальций.

На рис. 5 приведены результаты исследований, проведенных на микроанализаторе, «САМЕБАХ» фирмы «САМЕСА» при диаметре зонда порядка 125 и 250 *мкм,* (аналитик К. В. Юркина, ИГЕМ АН СССР, Москва). Характер распределения марганца, силиция, калия, бария и кальция подтверждает концентрически-зональное строение почек, сло-

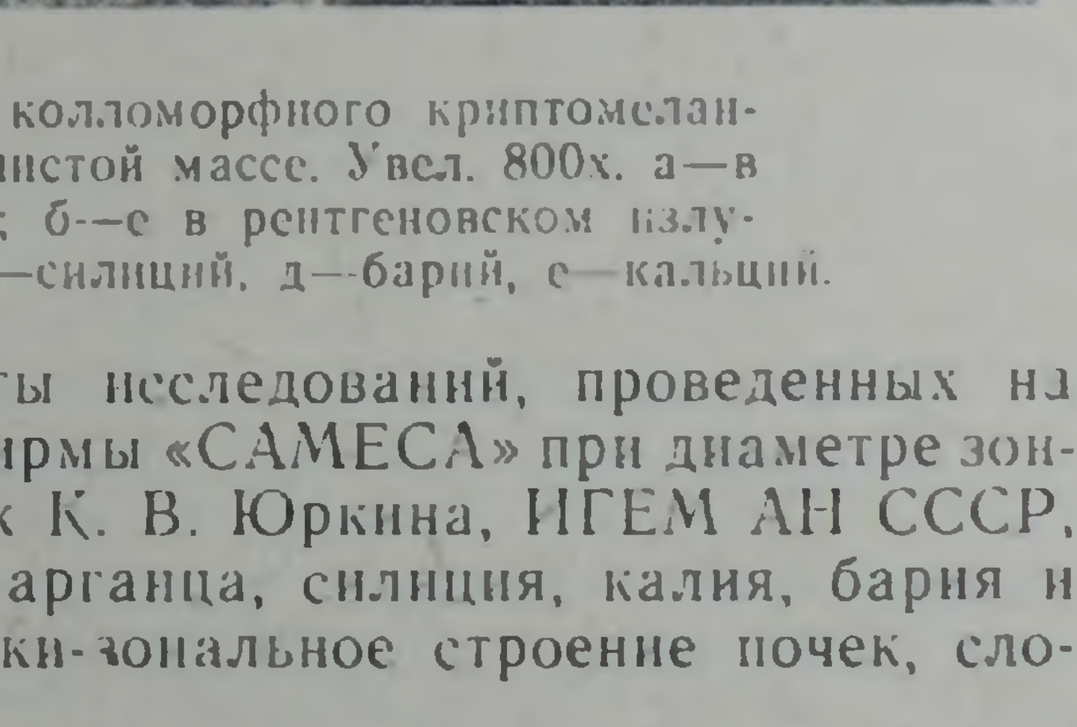


Рис. 6 Кривые нагревания кремнисто-голландит-криптомеланового агрегата (обр. 1) и дендритовидного радиально-лучистого раскристаллизованного минерала $MnO_{1,89}$ (обр. 2).

Таблица 4

Рентгенометрическая характеристика криптомелана и голландита

№№ п п	Криптомелан		Голландит	
	J	d_a/n	*J*	d_a/n
1	10	4,91	—	—
2	—	—	5	3,57
3	9	3,09	7	3,11
4	10	2,40	4	2,40
5	—	—	2	2,20
6	4	2,15	3	2,16
7	5	1,95	—	—
8	5	1,83	3	1,83
9	—	—	3	1,67
10	4	1,66	2	1,66
11	1	1,40	2	1,40
12	—	—	1	1,36
	a_0=9,92 Å		a_0=9,96 Å	
	c_0=2,80 Å		c_0=2,90 Å	

Таблица 5

Результаты пересчета данных химических анализов марганцевых образований Барцратумбского проявления*

Окислы	Голландит (ан. № 6)		Криптомелан (ан. № 5)		$MnO_{1,89}$ (ан. №7)	
	вес %	коэффициенты (O_{16})	вес %	коэффициенты (O_{16})	вес %	коэффициенты (O_{16})
MnO	46,15	6,00	54,02	7,07	48,28	6,5
MnO_2	28,11	2,97	34,50	3,67	30,86	3,5
K_2O	—	—	4,16	0,83	—	—
BaO	9,98	0,59	2,78	0,14	3,83	0,24
Al_2O_2	6,99	1,25	1,49	0,27	8,16	1,5
CaO	4,47	0,71	1,16	0,18	1,61	0,28
MgO	1,67	0,36	1,19	0,27	4,29	1,0
Fe_2O_3	0,08	0,01	0,25	0,03	0,33	—
P_2O_5	0,56	0,04	0,23	0,01	0,47	—
Na_2O	1,96	0,57	0,19	0,34	2,23	0,69
Сумма	99,97		99,97		99,96	

* При пересчете химических анализов (табл. I, анализы 5, 6, 7) содержание кремнезема исключено и анализ приведен к 100%.

женных минералами кремнезема, голландита и криптомелана, с преимущественным развитием последнего.

На кривых обезвоживания (рис. 6) экзотермические прогибы криптомелана и голландита имеют соответственно 615°С и 780°С с экзотермическим повышением до 840°С. Экзотермический минимум 810°С минеральной фазы максимум 848°С $MnO_{1,89}$ связан с окислением и переходом в модификацию α—MnO_2—криптомелана.

Минерал $MnO_{1,89}$ выделяется на фоне кремнисто-марганцевых скрытокристаллических образований, привлекая внимание отчетливо обособленными, весьма своеобразными, хорошо раскристаллизованными агрегатами, которые в виде объемных перьевидных и веерообразных дендритов волокнистого строения нарастают на почках, сложенных голландитом и криптомеланом. Под микроскопом, в отраженном свете этот минерал серого цвета с низкой отражательной способностью и сильным двуотражением. Если R вдоль удлинения кристаллических индивидов приближается к таковой манганита, то в поперечном сечении возрастает до 20—22%. В скрещенных николях эффекты анизо-

тропии проявляются довольно сильно. Обильно наблюдаются также белые, а иногда пестрые внутренние рефлексы, наличие которых, возможно, обусловлено очень тонким прорастанием с кремнистыми образованиями. В иммерсии отражательная способность сильно снижается, а эффекты анизотропии затушевываются внутренними рефлексами.

Рентгеноструктурные исследования (табл. 6) позволили отнести эти образования к минералу с формулой $MnO_{1,89}$ и с параметрами элементарной ячейки $a_0=6,96$ Å и $c_0=7,14$ Å, описанному Г. Р. Самсоном и А. Д. Вадслеем [18] в рудах штата Виктория (Австралия). Однако, встречаются отдельные агрегаты, дебаеграммы которых в некоторой степени приближаются к таковым рамсделлита, в частности, по интенсивным линиям 4,12, 2,56, 2,45 и 2,35. Так как структура минерала $MnO_{1,89}$ имеет общие черты со структурой рамсделлита (γ-MnO_2), который в свою очередь изоструктурен с гроутитом (α—MnOOH) [13], исследуемый минерал можно рассматривать как промежуточную фазу в ряду рамсделлит—гроутит. Как полагают некоторые исследователи [9, 11], подобные промежуточные соединения могли образоваться из гидротермальных растворов, при некотором недостатке кислорода.

Таблица 6

Рентгенометрическая характеристика перьевидных агрегатов*

№№ п. п.	$MnO_{1,89}$				Рамсделлит				№№ п. п.	$MnO_{1,89}$				Рамсделлит			
	Барцратумб		Австралия[1]		Барцратумб		Нью-Мехико[2]			Барцратумб		Австралия		Барцратумб		Нью-Мехико	
	1		2		3		4			1		2		3		4	
	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n		J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
1	4	6,9	25	6,99	—	—	—	—	14	—	—	—	—	—	—	ср.	1,89
2	3	4,9	25ш	4,91	—	—	—	—	15	—	—	—	—	—	—	сл.	1,82
3	—	—	—	—	2	4,68	с. с.	4,67	16	4	1,63	25	1,63	—	—	с.	1,65
4	7	4,10	10ш	3,99	10	4,12	с. с	4,03	17	—	—	—	—	—	—	с.	1,61
5	3ш	3,70	10ш	3,50	—	—	—	—	18	4	1,54	50	1,54	—	—	сл.	1,54
6	—	—	—	—	3	3,34	—	—	19	4	1,44	50	1,42	—	—	с.	1,46
7	10	3,13	75	3,13	—	—	с. сл.	3,09	20	—	—	—	—	—	—	ср.	1,43
8	—	—	10ш	2,75	—	—	с. сл.	2,61	21	—	—	25	1,37	—	—	с. с	1,35
9	4	2,49	10ш	2,50	5	2,56	ср.	2,53	22	3	1,35	40ш	1,348	—	—	сл	1,33
10	—	—	—	—	6	2,45	ср.	2,41	23	—	—	—	—	—	—	ср.	1,25
11	10	2,38	100	2,39	6	2,35	ср.	2,32	24	—	—	—	—	—	—	ср.	1,12
12	8ш	2,15	75ш	2,15	—	—	ср.	2,13	25	—	—	—	—	—	—	с.с	1,07
13	—	—	10ш	2,08	—	—	сл.	2,06	26	—	—	—	—	—	—	ср.	0,99

* 1) ASTM, 520673; 2) ASTM, 7—222.

В то же самое время, по данным химических и приближенно-количественных спектральных анализов (табл. 1 и 5), исследуемый минерал содержит небольшое количество бария и натрия. Пересчет данных химического анализа показал, что его состав укладывается в кристаллохимическую формулу $(Ba_{0,21} \cdot Na_{0,69})_{0,93} \cdot (Mn^{2+}_{0,5} \cdot Mn^{4+}_{3,5})_{1,0} \cdot O_{15,12}$. Полученный состав позволяет предположить возможность существования нового натрийсодержащего минерала, относящегося к группе псиломелана.

Содержания микропримесей в кремнисто-марганцевых образованиях по данным приближенно-количественных спектральных анализов приведены в табл. 7. Как показали результаты анализов, для Барцратумбских руд характерны повышенные содержания (в %%): ванадия (1,2), никеля (0,17), цинка и вольфрама (по 0,13). Заметно повышены также (для марганцевых соединений) содержания молибдена (0,075),

Таблица 7

Данные приближенно-количественных спектральных анализов руд и рудовмещающих образований*

Элементы	Риолит вулкана Барпратумб	Шарообразные выделения белого опаловидного кварца (3)	Черное марганцевистое „стекло" (3)	Центральная часть криптомелан гелланитовых почек (2)	Наружная часть криптомеланголанитовых почек (2)	Перьевидные выделения $MnO_{1.89}$ (2)
Li	26	32	2,8	6,0	5,6	4,2
Be	3,2	1,3	13,0	12,0	1,3	1,5
Rb	240	—	18,0	18,0	18 0	4,2
Sr	420	32	280	1000	560	560
Ba	3200	13	18000	25000	32000	18000
Mn %	0,26	0,18	10	10	10	10
Ti	360	40	180	420	560	240
V	15	5,0	8850	12000	3200	1800
Ni	15	4,2	1700	1100	320	320
Co	3,6	2,5	500	650	500	550
Cr	3,2	—	—	—	3,2	3,2
Sc	2,0	—	—	—	1,0	1,0
Cu	48	1,2	125	200	240	75
Pb	6,4	—	42	32	24	42
Zn	15	7,5	1400	1350	560	560
Mo	2,6	1,3	370	750	780	400
W	—	—	130	420	420	320
Ag	0,36	0,32	0,75	0,75	7,5	3,2
Bi	2,6	—	—	—	—	—
As	—	—	160	140	100	100
Sn	10	—	—	—	—	—
Zr	150	—	10	10	10	10
Y	15	2,4	130	180	180	41
Yb	1,2	1,3	75	32	32	24
La	48	56	32	42	75	75
Ga	20	—	—	—	—	—
Ge	—	—	—	4,2	—	—
B	11,2	5,0	5,6	—	—	—

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР (в скобках—число определений).

кобальта (0,065), меди (0.024), иттрия (0,18), мышьяка, серебра и иттербия (по 0,0075), рубидия (0,0018) и бериллия (0,012).

В заключение, касаясь геохимических условий формирования Барцратумбского проявления марганца, можно отметить, что отличительная особенность описанного проявления состоит в преимущественном развитии низкожелезистых высококремнистых рудных компонентов с постоянно повышенным содержанием ванадия, никеля, кобальта, цинка, молибдена, вольфрама, редкоземельных элементов, иттрия, свинца и бериллия и в принадлежности их к низкотемпературному эксгаляционно-гидротермальному типу. Формирование марганценосных растворов связано с очагом андезито-базальтовых расплавов, а резкое повышение концентраций гранитофильных элементов (Mo, W, Be и др.) связано с их выносом из рудовмещающих риолитов. Следует указать, что высокая марганценосность гидротермальных растворов может быть связана со взаимодействием очагов андезито-базальтовых и риолитовых комплексов, трассирующих на глубине офиолитовую зону, компоненты которой, как известно [12], характеризуются повышенной марганценосностью.

Авторы выражают глубокую признательность Э. Х. Хуршудян, Н. В. Ревазовой и В. Х. Наседкиной за оказанную помощь в исследовании минералов Барцратумбского проявления магранца.

Институт геологических наук
АН АрмССР.

Поступила 4.VIII.1986

Ս. Հ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Կ. Գ. ՇԻՐԻՆՅԱՆ, Լ. Պ. ՅԱՇՎԻԼԻ

ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԲԱՐԶՐԱԹՈՒՄԲԻ ԵՐԵՎԱԿՄԱՆ ՄԱՆԳԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՄԻՆԵՐԱԼԱՅԻՆ ԿԱԶՄԸ, ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԵՎ ՅԱԿՈՒՄՆԱԲԱՆԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ամփոփում

Բարձրաթումբի մանգանի նոր երևակման հանքաբանական-երկրաբանական և երկրաբանական-ապարագրական ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ այն պատկանում է էքսհալյացիոն-ջրաջերմային սիլիկահողային-կրիպտոմելան-հոլանդիտային մանգանահանքային տիպին: Այն բնորոշվում է՝ P, Fe, S ցածր և գրանիտաֆիլ բաղադրիչների՝ K, Ba, Be, Mo, W, As, ինչպես նաև Ag, V, Ni, Co բարձր պարունակությամբ:

Բերված են սիլիկահողի և մանգանի միներալների քիմիական, միկրոզոնդային և ռենտգենաստրուկտուրային հետազոտությունների արդյունքները: Քննարկվում են հանքային նյութի աղբյուրի և ծագման որոշ տեսակետներ:

S. H. KARAPETIAN, B. M. MELIKSETIAN, K. G. SHIRINIAN, L. P. YASHVILI

MINERAL COMPOSITION, GEOCHEMICAL AND GENETIC PECULARITIES OF THE BARTSRATUMB MANGANESE ORE MANIFESTATION IN THE ZANGUEZOOR

Abstract

The mineralogical-geochemical and geological-petrographical investigations of the Bartsratumb manganese ore manifestation show its belonging to the exhalation-hydrothermal siliceous-cryptomelane-hollandite type. It is characterized by low contents of P, Fe, S and high values of granitophile components: K, Ba, Be, Mo, W, As as well as Ag, V, Ni, Co.

The results of chemical, microsounding, X-ray analyses of the silica and manganese minerals are brought. Some problems of the ores genesis and their source are discussed

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азизбеков Ш. А.* Геология Нахичеванской АССР. М.: Недра. 1961. 502 с.
2. *Андрущенко П. Ф., Суслов А. Т.* Марганцевые месторождения юго-восточной части АрмССР.—В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей ССР. М.: Наука, 1978, с. 153—211.
3. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 427 с.
4. *Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964. 298 с.
5. *Карапетян С. Г.* Особенности строения и состав новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972. 104 с.
6. *Казарян Г. А., Карапетян С. Г., Харазян Э. Х.* Андезит-липаритовая формация.—В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, с. 206—211.
7. *Магакьян И. Г.* Металлогения. М.: Недра 1974. 301 с.
8. *Меликсетян Б. М.* Петролого-геохимические типы гранитоидов Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, № 3—4, с. 63—75.
9. Минералы, Справочник, том II, вып. 2. 341 с. вып. 3. 675 с. М.: Наука, 1967.

10. *Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центер И. Я.* Андезит-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с ними субвулканические образования.—В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск: Изд. Наука. Сиб. отд., 1973, с. 71—82.
11. *Роде Е. Я.* Кислородные соединения марганца. М.: Наука, 1952. 397 с.
12. *Сатиан М. А., Яшвили Л. П.* Марганценосность кремнисто-вулканогенных формаций офиолитовых комплексов АрмССР.—В кн.: Материалы VI симпозиума МАГРМ.. Тбилиси: 1982, с. 319—320..
13. *Штрунц Х.* Минералогические таблицы М.: Госстехиздат, 531 с.
14. *Яшвили Л. П.* Об условиях формирования Севкар-Серигюхского месторождения. ДАН АрмССР, 1971, т. LIII, № 3, с. 168—172.
15. *Яшвили Л. П., Карапетян С. Г.* Марганцевые образования в среднеплиоценовой вулканогенной свите Цахкуняцкого хребта. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979, № 2, с. 68—71.
16. *Яшвили Л. П.* Об обнаружении гроутита в рудах Дебедского проявления марганца (АрмССР).—ДАН АрмССР, 1985, т LXXX, № 3, с. 135—138.
17. *Ramdor P.* ,Die Manganezze". Symposium sobre Jacimientos de manganeso t. 1, Mexico, 1956, 19—73.
18. *Samson H. R., Wadsley A. D.* Mn-minerals of deposits Buchon, Victoria, Australia. Am. Min. 1948, № 3, p. 695—702.
19. *Jashvily L. P.* Volcanogenic manganese ore deposits in Nortern Armenia, USSR. Geology and Geochemistry of Manganese, v. II, Budapesht Publ. house of the Hungaria of Sciences, 1980, 431—466.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 30—36.

УДК 550.837.218(479.25)

В. Б. ГАМОЯН, А. З. ЧИЛИНГАРЯН, Е. С. МАРТИРОСЯН, К. А. ГЕЛЕЦЯН

ПОЛЕ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ НАЛИЧИИ ИЗОМЕТРИЧЕСКОГО ТЕЛА НА ПРИМЕРЕ ШАМЛУГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассмотрено поле блуждающих токов (БТ) в неоднородной среде в условиях, подобных Шамлугскому медному месторождению. Представлены математические формулы, карты и кривые, выражающие распределение потенциала и его градиента от сложного источника блуждающих токов в среде при наличии сферической неоднородности. Статья может служить развитию теоретических основ и выявлению практических возможностей метода БТ.

Детальное геологическое изучение флангов эксплуатируемых месторождений входит в число важнейших задач, направленных на развитие сырьевой базы металлургической промышленности страны. Существенную помощь геологической службе в решении этой задачи оказывает повышение эффективности электрических методов разведки. Эффективность электроразведочных работ особенно низкая на территориях эксплуатируемых месторождений ввиду влияния квазистационарных электрических помех, возникающих в земле от железнодорожных линий рудников.

Одним из путей повышения эффективности электроразведочных исследований служит разработка метода блуждающих токов. Настоящая статья посвящена повышению точности интерпретации аномалий, полученных методом БТ над изометрическими рудными телами при сложных источниках поля на примере Шамлугского месторождения.

Рудовмещающими породами месторождения являются кератофиры, туфы, туфобрекчии и порфириты. Рудные тела залегают на глубине 10—350 *м*. На верхних горизонтах они представлены штоками, линзами и гнездами, на нижних—жилами и штокверковыми зонами. Типичными рудными минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит.

10. *Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центер И. Я.* Андезит-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с ними субвулканические образования.—В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск: Изд. Наука. Сиб. отд., 1973, с. 71—82.
11. *Роде Е. Я.* Кислородные соединения марганца. М.: Наука, 1952. 397 с.
12. *Сатиан М. А., Яшвили Л. П.* Марганценосность кремнисто-вулканогенных формаций офиолитовых комплексов АрмССР.—В кн.: Материалы VI симпозиума МАГРМ.. Тбилиси: 1982, с. 319—320..
13. *Штрунц Х.* Минералогические таблицы М.: Госстехиздат, 531 с.
14. *Яшвили Л. П.* Об условиях формирования Севкар-Серигюхского месторождения. ДАН АрмССР, 1971, т. LIII, № 3, с. 168—172.
15. *Яшвили Л. П., Карапетян С. Г.* Марганцевые образования в среднеплиоценовой вулканогенной свите Цахкуняцкого хребта. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979, № 2, с. 68—71.
16. *Яшвили Л. П.* Об обнаружении гроутита в рудах Дебедского проявления марганца (АрмССР).—ДАН АрмССР, 1985, т LXXX, № 3, с. 135—138.
17. *Ramdor P.* ,Die Manganezze". Symposium sobre Jacimientos de manganeso t. 1, Mexico, 1956, 19—73.
18. *Samson H. R., Wadsley A. D.* Mn-minerals of deposits Buchon, Victoria, Australia. Am. Min. 1948, № 3, p. 695—702.
19. *Jashvily L. P.* Volcanogenic manganese ore deposits in Nortern Armenia, USSR. Geology and Geochemistry of Manganese, v. II, Budapesht Publ. house of the Hungaria of Sciences, 1980, 431—466.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 30—36.

УДК 550.837.218(479.25)

В. Б. ГАМОЯН, А. З. ЧИЛИНГАРЯН, Е. С. МАРТИРОСЯН, К. А. ГЕЛЕЦЯН

ПОЛЕ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ НАЛИЧИИ ИЗОМЕТРИЧЕСКОГО ТЕЛА НА ПРИМЕРЕ ШАМЛУГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассмотрено поле блуждающих токов (БТ) в неоднородной среде в условиях, подобных Шамлугскому медному месторождению. Представлены математические формулы, карты и кривые, выражающие распределение потенциала и его градиента от сложного источника блуждающих токов в среде при наличии сферической неоднородности. Статья может служить развитию теоретических основ и выявлению практических возможностей метода БТ.

Детальное геологическое изучение флангов эксплуатируемых месторождений входит в число важнейших задач, направленных на развитие сырьевой базы металлургической промышленности страны. Существенную помощь геологической службе в решении этой задачи оказывает повышение эффективности электрических методов разведки. Эффективность электроразведочных работ особенно низкая на территориях эксплуатируемых месторождений ввиду влияния квазистационарных электрических помех, возникающих в земле от железнодорожных линий рудников.

Одним из путей повышения эффективности электроразведочных исследований служит разработка метода блуждающих токов. Настоящая статья посвящена повышению точности интерпретации аномалий, полученных методом БТ над изометрическими рудными телами при сложных источниках поля на примере Шамлугского месторождения.

Рудовмещающими породами месторождения являются кератофиры, туфы, туфобрекчии и порфириты. Рудные тела залегают на глубине 10—350 *м*. На верхних горизонтах они представлены штоками, линзами и гнездами, на нижних—жилами и штокверковыми зонами. Типичными рудными минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит.

Рудные тела месторождения обладают довольно низким удельным электрическим сопротивлением ($\rho_{ср} = 20$ *Ом.м*), что дает возможность выявить их среди вмещающих пород с $\rho_{ср} = 2000$ *Ом.м* методом БТ [1].

На Шамлугском месторождении основным источником электрических помех является железнодорожная сеть в подземных выработках транспортного горизонта шт. 3—Капитальная, упрощенная модель которой представлена на рис. 1, *а*. Сеть транспортного горизонта представлена штольней (части 1, 2, 3, 4 и 5) протяженностью 1170 *м* и квершлажными выработками (части 6, 7, 8 и 9). Штольня на пикете 810 меняет направление под углом 30°. Квершлажные выработки ответвляются на пикетах 810, 930, 1050 и 1170.

Для удобства расчета квершлажные выработки и отрезки штольни рассмотрены отдельными источниками. Контакт отрицательного полюса тяговой сети расположен у устья штольни (пк О), положительный полюс принят в районе рудоспусков (пк 1050 транспортной штольни), где производятся маневры поездов в связи с погрузкой вагонов.

С помощью лабораторно-модельных наблюдений установлено, что блуждающие токи от рельсов вытекают в частях 2÷9 и обратно перетекают в рельсы в 1-ой их части.

Предположим, что на расстоянии d_0 от положительного полюса заданной модели „линейно-двухполюсного" источника [2] расположено сферическое рудное тело радиусом a. Удельное электрическое сопротивление рудного тела обозначим ρ_2, удельное сопротивление окружающих пород—ρ_1, ток тяговой сети—I_0.

Учитывая свойство суперпозиции потенциальных полей, решение задачи сведено к рассмотрению поля от элементарного Δl отрезка источника, принимая его точечным [3].

Потенциал поля от i-го элементарного отрезка заданного источника с пока неизвестным током I_i', подаваемым в землю, в однородной среде определяется формулой:

$$U_{0i} = \frac{\rho_1}{4\pi} \frac{I_i'}{b_i}, \qquad (1)$$

где b_i—расстояние точки наблюдения от i-го отрезка.

Принимая рельс плоским электродом, вычислены сопротивление $\Delta l = 10$ *м* „элементарного" отрезка рельсового пути ($R_p = 3{,}9 \cdot 10^{-5}$ *Ом*) и сопротивление заземления его в окружающих породах ($R_k = 8{,}78$ *Ом*).

При помощи законов Кирхгофа выведена математическая формула:

$$I_i' = \frac{I_0 (R_k)^{i-1} \Omega_i}{\prod_{k=1}^{i} (R_k + \Omega_i)},$$

где Ω_i—сопротивление цепи между i-м и $i-1$-м узлами электрического подобия прямого рельсового пути длиной $2n\Delta l$ и с контактами полюсов источника к концам его.

Обозначим искомые потенциальные функции для внешней и внутренней областей рудного тела соответственно U_e и U_k:

$$U_{ei} = U_{0i} + U_{1i}; \quad U_{ki} = U_{0i} + U_{2i}, \qquad (2)$$

где U_{1i} и U_{2i}—добавочные функции, определяющие влияние рудного тела. Представленные функции конечные, регулярные в бесконечности и их можно найти из решения уравнения Лапласа [3].

Примем сферическую систему координат r, θ, φ с начальной точкой в центре сферы и полярной осью по направлению тока от i-го элементарного отрезка источника. В решаемой задаче таких направлений $\sum_{j=1}^{9} m_j$, где m_j — количество Δl элементарных отрезков j-й части источника, разбитого для удобства решения.

Учитывая симметрию влияния шара, можно предполагать, что функции U_1 и U_2 независимы от φ, следовательно, дифференциальное уравнение для рассматриваемого случая принимает вид:

$$\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2\frac{\partial U}{\partial r}\right)+\frac{1}{\sin\theta}\cdot\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\sin\theta\,\frac{\partial U}{\partial\theta}\right)=0,$$

общим решением которого является функция

$$U(r,\theta)=\sum_{n=0}^{\infty}\left[A_n r^n+B_n r^{-(n+1)}\right]P_n(\cos\theta).$$

Исходя из условий задачи, добавочные функции при «точечном» источнике имеют вид:

$$U_1=\sum_{n=0}^{\infty}B_n r^{-(n+1)}P_n(\cos\theta);$$

(3)

$$U_2=\sum_{n=0}^{\infty}A_n r^n P_n(\cos\theta).$$

Обозначая координаты точки определения потенциала через r, θ_{ij}, координаты элементарной части источника $r=d_{ij}$ и $\theta=0$, можно определить расстояние между ними:

$$b_{ij}=\sqrt{d_{ij}^2+r^2-2rd_{ij}\cos\theta_{ij}}.$$

По условию задачи источник поля находится за пределами рудного тела, следовательно для внутренних точек

$$\frac{1}{b_{ij}}=\frac{1}{d_{ij}}\sum_{n=0}^{\infty}\left(\frac{r}{d_{ij}}\right)^n P_n(\cos\theta_{ij}). \qquad (4)$$

Учитывая граничные и предельные условия задачи, при помощи формул (1)÷(4) получим:

$$U_e=qI_{ij}\left|\frac{1}{b_{ij}}+\sum_{n=0}^{\infty}K_n\frac{a^{2n+1}}{d_{ij}^{n+1}r^{n+1}}P_n(\cos\theta_{ij})\right|;$$

$$U_k=qI_{ij}\left|\frac{1}{b_{ij}}+\sum_{n=0}^{\infty}K_n\frac{r^n}{d_{ij}^{n+1}}P_n(\cos\theta_{ij})\right|, \qquad (5)$$

где $q=\frac{\rho_1}{4\pi}$; $K_n=\frac{n(\rho_2-\rho_1)}{n\rho_1+(n+1)\rho_2}$.

Используя свойство суперпозиции потенциальных полей и учитывая, что $r\ll d_{ij}$ и $a\ll d_{ij}$, при котором достаточно использовать первый член полинома Лежандра, с помощью формул (5) получены математические выражения, определяющие потенциал заданного «линейно-двухполюсного» источника (рис. 1) вне и внутри сферического рудного тела:

$$U_e=q\sum_{i=0}^{m_l}\sum_{j=1}^{9}I_{ij}\left[\frac{1}{b_{ij}}+K_1\frac{a^3}{d_{ij}^2r^2}\cos\theta_{ij}\right];$$

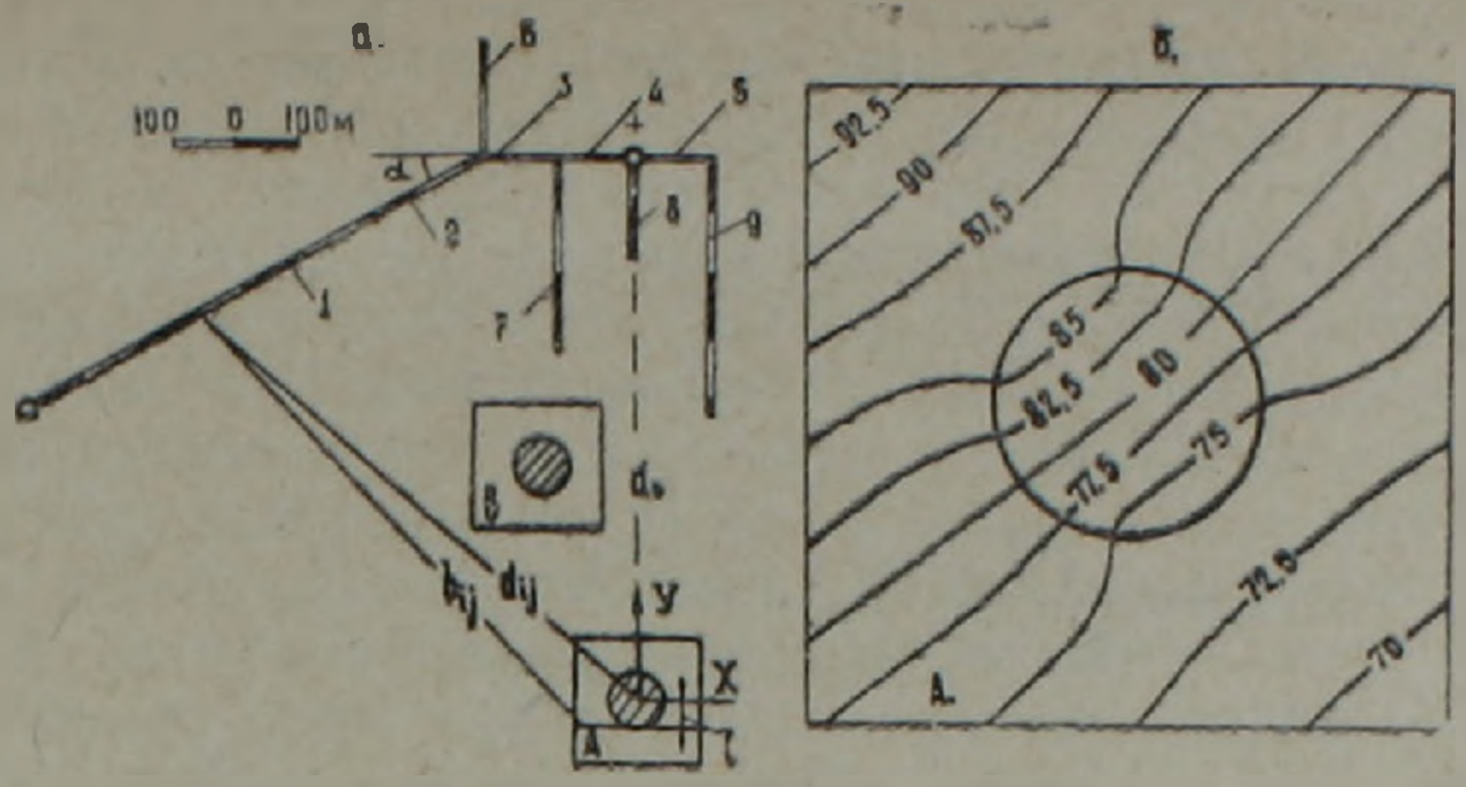


Рис. 1. *а*—упрощенная модель источника БТ на Шамлугском месторождении; *б*—карта потенциала поля БТ на удаленном от источника участке при наличии высокоомного сферического тела.

$$U_k = q \sum_{i=0}^{m_j} \sum_{j=1}^{9} I'_{ij} \left[\frac{1}{b_{ij}} + K_1 \frac{r}{d_{ij}^2} \cos\theta_{ij} \right]. \qquad (6)$$

С целью приведения выражений (6) в удобную для расчета форму параметры их представлены в прямоугольных координатах с начальной точкой в центре сферы. При $j=1$

$$d_{ji} = \sqrt{[m_1 + m_3 + \cos\alpha(m_2 + i]^2 + [d_0 - \sin\alpha(m_2 + i)]^2},$$

$$b_{ji} = \sqrt{[m_4 + m_3 + \cos\alpha(m_2 + i) + x]^2 + [d_0 - \sin\alpha(m_2 + i) - l]^2};$$

$j=2 \quad d_{ji} = \sqrt{(m_4 + m_3 + i\cos\alpha)^2 + (d_0 - i\sin\alpha)^2},$

$$b_{ji} = \sqrt{(m_4 + m_3 + i\cos\alpha + x)^2 + (d_0 - i\sin\alpha - l)^2};$$

$j=3 \quad d_{ji} = \sqrt{(m_4 + 2)^2 + d_0^2}, \quad b_{ji} = \sqrt{(m_4 + i + x)^2 + (d_0 - l)^2};$

$j=4 \quad d_{ji} = \sqrt{i^2 + d_0^2}, \quad b_{ji} = \sqrt{(i + x)^2 + (d_0 - l)^2};$

$j=5 \quad d_{ji} = \sqrt{i^2 + d_0^2}, \quad b_{ji} = \sqrt{(-i + x)^2 + (d_0 - l)^2};$

$j=6 \quad d_{ji} = \sqrt{(m_3 + m_4)^2 + (d_0 + i)^2}, \quad b_{ji} = \sqrt{(m_3 + m_4 + x)^2 + (d_0 + i - l)^2};$

$j=7 \quad d_{ji} = \sqrt{m_4^2 + i^2}, \quad b_{ji} = \sqrt{(m_4 + x)^2 + (d_0 - il)^2};$

$j=8 \quad d_{ji} = d_0 - i, \quad b_{ji} = d_0 - i;$

$j=9 \quad d_{ji} = \sqrt{m_5^2 + (d_0 - i)^2}, \quad b_{ji} = \sqrt{(m_5 - x)^2 + (d_0 - i - l)^2}.$

Ток, стекающий в землю от i-го отрезка j-й части «линейно-двухполюсного» источника, определяется формулой

$$I'_{ji} = \frac{I_{j0} \Omega_{ji} R_k^{i-1}}{\prod_{q=1}^{i} (\Omega_{jq} - R_k)}, \qquad (7)$$

где I_{j0}—ток, подаваемый в j-ю часть источника, определяющийся с помощью законов Кирхгофа, путем решения следующей системы уравнений:

$$\begin{cases} I_{10} = I_0 \\ \sum_{j=2}^{9} I_{j0} = I_0 \\ \frac{I_{j0}}{I_{(j+1)0}} = \frac{\Omega_{(j+1)0}}{\Omega_{j0}}. \end{cases} \qquad (8)$$

Здесь Ω_{ji}—сопротивление цепи между узлами n_j и $i-1$ j-ого отрезка источника; Ω_{j0}—сопротивление цепи j-ого отрезка источника [2]. Они определяются формулами:

$$\Omega_{j0}=\frac{(\Omega_{j1}+R_p)\cdot R_k}{\Omega_{j1}+R_p+R_k};$$

. . . . . .

$$\Omega_{ji}=\frac{(\Omega_{j(i+1)}+R_p)R_k}{\Omega_{j(i+1)}+R_p+R_k}; \qquad (9)$$

. . . . . .

$$\Omega_{jmj}=\frac{R_kR_p}{R_k+R_p}.$$

В результате теоретических расчетов получена карта потенциала над удаленным (участок А на рис. 1, *а*) от источника поля высокоомным сферическим телом. Как представлено на рис. 1,*б*, по ходу удаления от источника потенциал падает, изолинии почти параллельны друг другу. В высокоомном теле они значительно сгущаются (напряженность поля вкрест направлению изолиний увеличивается почти вдвое).

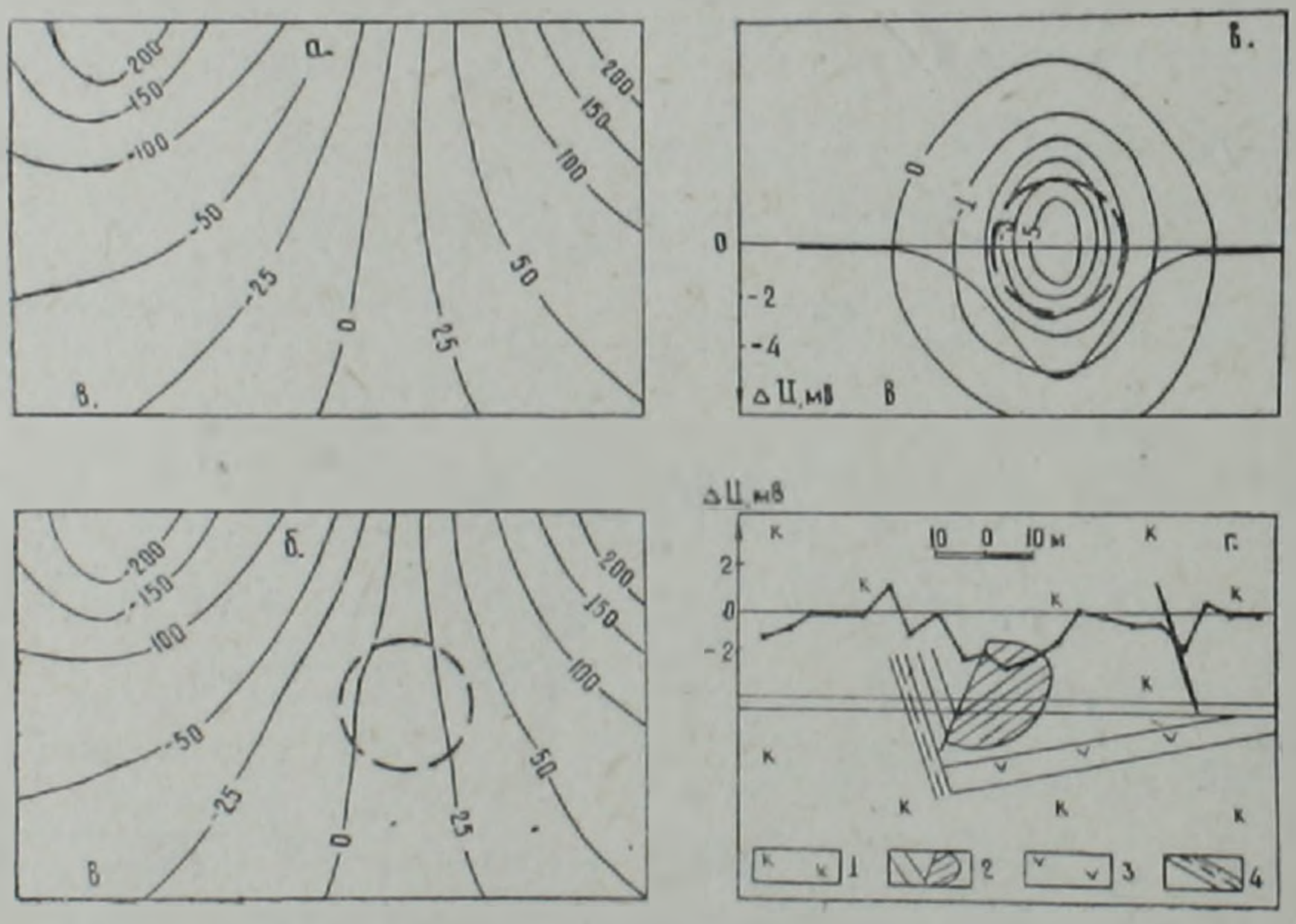


Рис 2. Поле БТ над хорошо проводящим сферическим телом, расположенным вблизи «линейно-двухполюсного» источника;
а, б—карты потенциала при однородной среде и наличии хорошо проводящего тела; *в*—карта аномальных значений потенциала и и кривая их градиента; г—геологический разрез участка Шамлугского месторождения и кривая градиента аномальных значений потенциала, снятая в горной выработке. 1.—кератофиры; 2—медноколчеданные рудные тела; 3—кварц-альбитофировая дайка; 4—тектоническое нарушение.

Рис. 2 изображает карты потенциала на ближнем от «линейно-двухполюсного» источника участке (участок Б на рис. 1, *а*) при однородной среде—*а*, наличии хорошо проводящего сферического тела—*б* и аномальных значений потенциала с кривой их градиента—*в*. Карта нормального поля характеризуется концентрическими изолиниями потенциала, огибающими полюса источника. При наличии хорошо проводящего включения в районе его напряженность поля значительно

уменьшается. Кривая градиента аномальных значений потенциала характеризуется минимумом над рудным телом.

Рис. 2, *г* изображает геологический разрез участка Шамлугского месторождения и результаты натурно-модельных работ в виде кривой градиента аномальных значений потенциала. На кривой выделяются две аномалии в интервалах пикетов 520—560 и 575—585. Первая из них получена над изометрическим хорошо проводящим рудным телом и серией рудных жил, вторая—над одиночной рудной жилой. Характер аномалии над изометрическим рудным телом строго соответствует данным теоретических расчетов. Правая ветвь аномалии гладкая, что указывает на четкость контакта рудного тела. Левая ветвь кривой осложнена локальными аномалиями и соответствует сложному геологическому строению этого участка.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии Академии наук АрмССР

Поступила 17.IX.1985.

Վ. Բ. ԳԱՄՈՅԱՆ, Ա. Զ. ՉԻԼԻՆԳԱՐՅԱՆ, Ե. Ս. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ, Ք. Ա. ԳՅՈԼԵՑՅԱՆ

ԹԱՓԱՌՈՂ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ԴԱՇՏԸ ԻԶՈՄԵՏՐԻԿ ՄԱՐՄՆԻ ԱՌԿԱՅՈՒԹՅԱՆ ԴԵՊՔՈՒՄ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՇԱՄԼՈՒՂԻ ՊՂՆՁԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ

Ամփոփում

Հոդվածը նվիրված է էլեկտրահետախուզության թափառող հոսանքների մեթոդի տեսության զարգացմանը և նրա կիրառական հնարավորությունների բացահայտմանը։

Ստացված են թափառող հոսանքների բարդ աղբյուրի դաշտի պոտենցիալն արտահայտող մաթեմատիկական բանաձևեր գնդաձև անհամասեռության առկայության դեպքում։ Բանաձևերը կիրառված են Շամլուղի պղնձի հանքավայրի պայմաններում գնդաձև հաղորդիչ հանքային մարմինների և բարձր դիմադրություն ունեցող ալբիտոֆիրային դայկաների առաջացրած անոմալիաների ուսումնասիրման համար։

Ներկայացված են դաշտի պոտենցիալի և լարվածության քարտեզներ ու կորեր համասեռ և անհամասեռ միջավայրերի պայմաններում։ Տեսական ուսումնասիրությունների գործնական նշանակությունը գնահատված է ստորգետնյա լեռնային փորվածքում կատարված բնափորձարարական դիտարկումների միջոցով։

V. B. GAMOYAN, A. Z. CHILINGARIAN, E. S. MARTIROSIAN,
K. A. GUEOLETSIAN

THE WANDERING CURRENTS FIELD WHILE EXISTING AN ISOMETRIC BODY THE ARMENIAN SSR SHAMLUGH COPPER DEPOSIT BEING AN EXAMPLE

Abstract

The wandering currents field in a heterogeneous medium is considered under conditions similar to those of Shamlugh copper deposit. Mathematical formulas, maps and curves are brought which express the potential and its gradient distribution from a complex source of wandering currents in a medium while existing a spherical heterogeneity. The obtained data can be useful for the wandering currents method theory development and its practical possibilities revealing.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б.* Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении.—Ереван: Изд. АН АрмССР. 1980. 222 с.
2. *Гамоян В. Б.* Поле блуждающих токов при наличии плоской вертикальной границы раздела разновидных пород.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979. № 3, с. 65—70.
3. *Гамоян В. Б.* Характер поля блуждающих токов при наличии тела сферической формы.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 64—70.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 36—44.

УДК 550.34.06

В. Г. ГРИГОРЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЕЙСМОГРАММ МЕСТНЫХ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

В работе на основе анализа достаточно обширного экспериментального материала построены корреляционные зависимости видимых периодов смещений от энергии и эпицентрального расстояния землетрясения. Рассмотрены распределения амплитуд смещений по данным слабых местных землетрясений. Сделано заключение о том, что записи местных слабых землетрясений можно использовать при оценке сейсмической опасности по количественным параметрам сейсмических колебаний.

Актуальной задачей современной инженерной сейсмологии является введение количественных критериев оценки интенсивности колебания грунта при землетрясениях.

Современный багаж инструментальных наблюдений по сильным землетрясениям для большинства частей сейсмоактивной территории СССР пока что не позволяет объективно решить вопрос достоверного количественного прогноза параметров сейсмических колебаний.

Прогностические оценки сейсмической опасности в количественных показателях, которые возможны на участке строительства, осуществляются разными методами.

1. Теоретический метод прогноза параметров сейсмических воздействий. Точность теоретических оценок определяется совершенством моделей и знанием числовых характеристик очага и среды, необходимых для расчета. Ввиду неполной ясности указанных факторов этот метод пока не находит широкого применения, в частности, в задачах инженерной сейсмологии.

2. При решении задач по оценке сейсмической опасности очень часто применяются методы статистических оценок параметров колебаний грунтов на основе анализа данных инструментальных наблюдений. Подборка имеющихся записей сильных движений, полученных в аналогичных сейсмогеологических условиях, позволяет более объективно оценить ожидаемые сейсмические воздействия. [5—7, 10, 11].

3. Одним из способов решения задачи прогноза параметров сильных сейсмических колебаний, наряду с другими, описанными выше, является экстраполяция данных, полученных по слабым движениям. Целесообразность этого подхода обусловлена тем очевидным обстоятельством, что слабые землетрясения происходят сравнительно чаще, и за короткий срок наблюдений можно набрать статистически представительный материал. Важно здесь то, что в данном случае автоматически учитываются сейсмологическое строение среды и характеристики ее напряженного состояния. Однако здесь следует учесть некоторого рода «неувязки», которые можно условно подразделить на две основные категории.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б.* Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении.—Ереван: Изд. АН АрмССР. 1980. 222 с.
2. *Гамоян В. Б.* Поле блуждающих токов при наличии плоской вертикальной границы раздела разновидных пород.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979. № 3, с. 65—70.
3. *Гамоян В. Б.* Характер поля блуждающих токов при наличии тела сферической формы.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 64—70.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 36—44.

УДК 550.34.06

В. Г. ГРИГОРЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЕЙСМОГРАММ МЕСТНЫХ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

В работе на основе анализа достаточно обширного экспериментального материала построены корреляционные зависимости видимых периодов смещений от энергии и эпицентрального расстояния землетрясения. Рассмотрены распределения амплитуд смещений по данным слабых местных землетрясений. Сделано заключение о том, что записи местных слабых землетрясений можно использовать при оценке сейсмической опасности по количественным параметрам сейсмических колебаний.

Актуальной задачей современной инженерной сейсмологии является введение количественных критериев оценки интенсивности колебания грунта при землетрясениях.

Современный багаж инструментальных наблюдений по сильным землетрясениям для большинства частей сейсмоактивной территории СССР пока что не позволяет объективно решить вопрос достоверного количественного прогноза параметров сейсмических колебаний.

Прогностические оценки сейсмической опасности в количественных показателях, которые возможны на участке строительства, осуществляются разными методами.

1. Теоретический метод прогноза параметров сейсмических воздействий. Точность теоретических оценок определяется совершенством моделей и знанием числовых характеристик очага и среды, необходимых для расчета. Ввиду неполной ясности указанных факторов этот метод пока не находит широкого применения, в частности, в задачах инженерной сейсмологии.

2. При решении задач по оценке сейсмической опасности очень часто применяются методы статистических оценок параметров колебаний грунтов на основе анализа данных инструментальных наблюдений. Подборка имеющихся записей сильных движений, полученных в аналогичных сейсмогеологических условиях, позволяет более объективно оценить ожидаемые сейсмические воздействия. [5—7, 10, 11].

3. Одним из способов решения задачи прогноза параметров сильных сейсмических колебаний, наряду с другими, описанными выше, является экстраполяция данных, полученных по слабым движениям. Целесообразность этого подхода обусловлена тем очевидным обстоятельством, что слабые землетрясения происходят сравнительно чаще, и за короткий срок наблюдений можно набрать статистически представительный материал. Важно здесь то, что в данном случае автоматически учитываются сейсмологическое строение среды и характеристики ее напряженного состояния. Однако здесь следует учесть некоторого рода «неувязки», которые можно условно подразделить на две основные категории.

Известно, во-первых, что в условиях генерации сильных и слабых толчков нет подобия, спектры сильных и слабых землетрясений афинно не преобразовываются друг в друга вдоль своих ординат. Следующая неувязка заключается в том, что мы часто вынуждены в качестве сильных движений использовать «чужие» землетрясения, т. е. землетрясения других сейсмоактивных областей мира. Естественно, в этом случае будут разные строения среды, региональный фон тектонических напряжений, пути распространения сейсмических волн и т. д.

В настоящее время в литературе имеются данные, доказывающие существование некоторых общих закономерностей между параметрами сильных и слабых землетрясений [1—4, 8, 9, 12, 13], поэтому совместное рассмотрение данных высокочувствительных станций и инструментального материала по сильным землетрясениям представляет значительный интерес. При этом необходимо иметь в виду, что достаточно разветвленная региональная сеть сейсмических станций в нашей стране, в основном, регистрирует смещения, и поэтому возможности корреляции полученных результатов с данными станции сильных движений основываются именно на смещениях. По нашему мнению, такие работы для территории АрмССР проводятся впервые.

Выбор исходного материала

Статистические характеристики некоторых параметров сейсмических колебаний получены на основании большого числа записей местных землетрясений. Использовались записи каналов СКМ-3, СК, ВЭГИК, СКД на трех станциях территории АрмССР: с/ст. Ленинакан, с/ст. Ереван и с/ст. Степанаван, полученные за период времени 1971—1982 гг.

Необходимые параметры брались, в основном, из ежегодников «Сейсмологический бюллетень Кавказа», «Землетрясения в СССР», из фондовых материалов опытно-методической сейсмопрогностической экспедиции (ОМСПЭ), ИГИС АН АрмССР, а также из других источников [9, 12 и др.].

Анализу были подвержены около 500 записей землетрясений с величинами энергетических классов $K=8\div13$ (значения $K=13{,}5$ в двух случаях). Диапазон эпицентральных расстояний для зарегистрированных землетрясений всеми тремя сейсмическими станциями почти одинаковый: для с/ст. Ленинакан Δ меняется в пределах 40—400 *км*, с/ст. Ереван—от 35 примерно до 400 *км* и для с/ст. Степанаван—в пределах 45—350 *км*.

Участки измерений для преобладающих периодов $T_{см}$ соответствуют поперечным волнам. При этом на станциях интервал $T_{см}$ определяется с точностью до 0,05 *с* при верхнем пределе 1,0 *с*; до 0,1 *с* при верхнем пределе $T_{см}\leqslant10$ *с*. Диапазон периодов, соответствующий уровню увеличения 0,9 для регистрирующих приборов таковы: для ВЭГИК 0,2—1,5 *с*, для СМК-3 0,2—1,6 *с*, для СК 0,2—11 *с*, для СКД 0,2—20*с* для всех составляющих.

Измеряемые максимальные амплитуды соответствуют поперечным волнам и приводятся в соответствующих компонентах.

На рис. 1 (*а*, *б*, *в*) приведены постанционные распределения энергетических классов (I), эпицентральных расстояний (II), видимых периодов смещений (III) и максимальных амплитуд смещений (IV).

Сводка о сильных землетрясениях приводится из литературнах источников [11]. Сейсмограммы в [11] получены двойным интегрированием из акселерограмм. Значения $T_{см}$ измерялись непосредственно на записях смещений, соответствующих максимальной амплитуде наиболее интенсивной компоненты. В рассматриваемой выборке величины магнитуд менялись в пределах 5,3—7,7 (локальная магнитуда M_L), диапазон эпицентральных расстояний—$\Delta=40\div200$ *км*.

К сожалению, статистический вес для отдельных значений магнитуд не одинаков, т. е. число записей сильных землетрясений для фиксированных значений M резко отличается. Однако мы нашли целесообразным

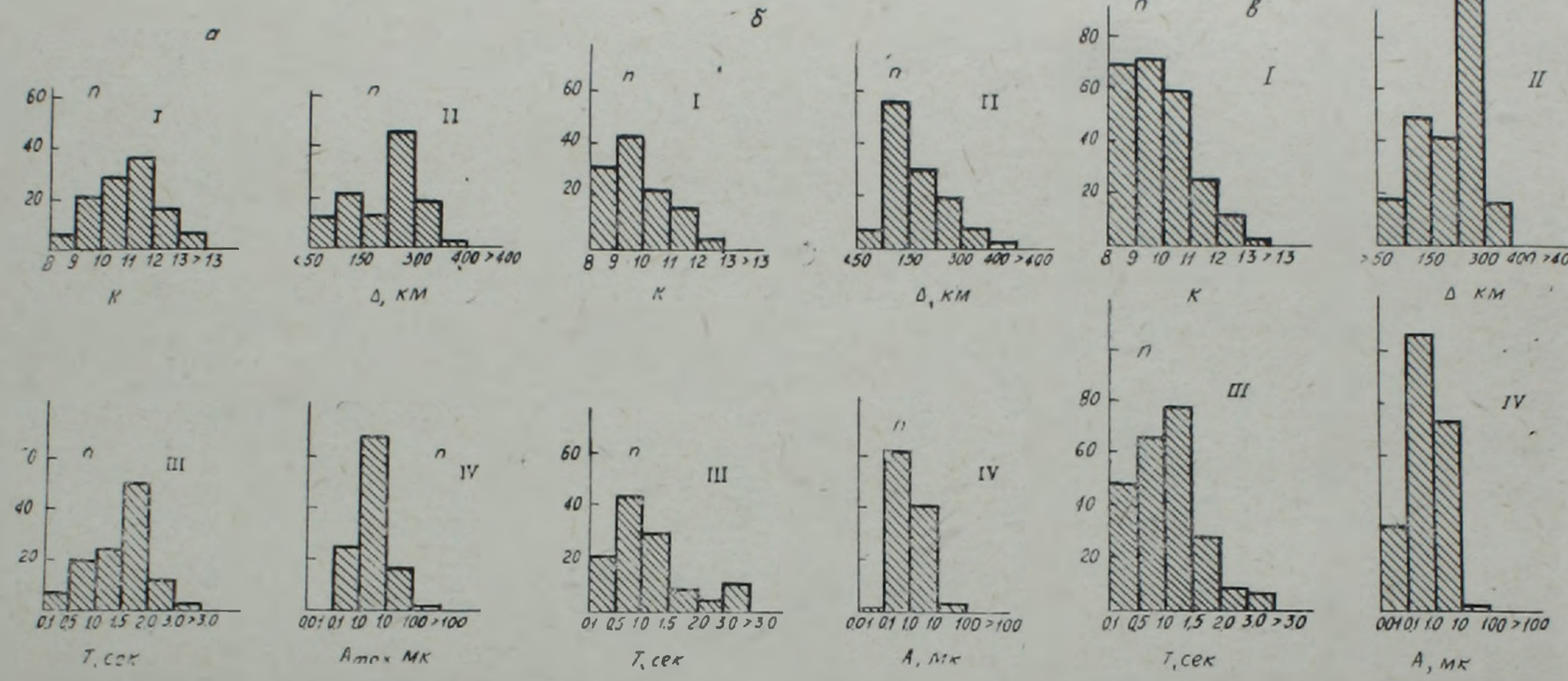


Рис. 1. Распределение энергетического класса K (I), эпицентральных расстояний Δ (II), видимых периодов $T^{c}_{м}$ (III) и максимальных амплитуд смещений A (IV) для с/ст. Ленинакан (*а*). Ереван (*б*) и Степанаван (*в*).

использовать данные только одного сейсмоактивного региона, обеспечивая этим, некоторым образом, однородность сейсмогеологических условий.

Зависимость видимых периодов смещений от энергетической величины

Зависимость видимых периодов максимальных амплитуд смещений рассмотрена раздельно: для слабых местных землетрясений от энергетического класса и эпицентрального расстояния по данным трех сейсмических станций Армении и от магнитуды землетрясения для сильных землетрясений—из литературных данных [13 и др.].

Ход огибающей зависимости видимых периодов от энергии землетрясения указывает на увеличение периодов $T_{см}$ с ростом значений K при наблюдавшемся значительно большом разбросе.

Аналитическое выражение зависимости $T_{см}=f(K, \Delta)$ было задано в виде

$$\lg T_{см}=A \cdot K+B\lg\Delta-C. \qquad (1)$$

Значения коэффициентов A, B и C были найдены по методу наименьших квадратов (табл. 1). Здесь же приведены величины дисперсии $\sigma[\lg(T_{см})]$ в логарифмических единицах.

Таблица 1

Среднестатистические значения коэффициентов формулы (1)

Сейсмические станции	A	B	C	$\sigma[\lg(T_{см})]$
Ленинакан	0,13	0,18	1,74	0,051
Ереван	0,22	0,005	2,23	0,103
Степанаван	0,11	0,16	1,53	0,050

При определении зависимости $T_{см}=f(K, \Delta)$ не оценивались возможные дисперсии величин энергетического класса и эпицентрального расстояния Δ.

Поправочные оценки преобладающих периодов для условий $K=10$, $\Delta=100$ *км* таковы: для с/ст Ленинакан—$T_{см}=0{,}83$ *с*, для с/ст Ереван—$T_{см}=0.95$ *с*, для с/ст Степанаван—$T_{см}=0{,}78$ *с*.

Аналогично получена зависимость $T_{см}$ от магнитуды по имеющейся выборке сильных землетрясений. Однако в отличие от (1) в этом случае эпицентральные расстояния не учитывались. Уравнение корреляции имеет следующий вид:

$$\lg T_{см}=0{,}13 \cdot M_L-0{,}38 \cdot \qquad (2)$$

При этом $\sigma[\lg(T_{см})]=0{,}021$.

Максимальные амплитуды смещений

Максимальные амплитуды смещений представлены для групп поперечных волн для всех землетрясений с $\Delta<400$ *км*. Экспериментальная оценка распределения максимальных амплитуд проводилась следующим образом[1]. На основании имеющихся данных строились распределения вида $\lg N=f(\lg A)$ для рассмотренных трех сейсмических станций. Здесь N—количество землетрясений с амплитудой A. Графики нормировались к одному году и имеют интегральную форму, т. е. каждая точка на графике показывает какое количество землетрясений с амплитудой, равной или большей A, наблюдается в данном пункте в течение года.

[1] Опыт построения аналогичных распределений приводится в работах [1, 4].

Аналогично традиционным графикам повторяемости землетрясений, которые строились для магнитуд или же энергетического класса, данное распределение также может быть охарактеризовано следующими параметрами:

1) уровнем графика, показывающим то количество землетрясений, которые вызывают в данном пункте колебания с $A \geqslant A_0$;

2) наклоном графика $d\lg N/d\lg A$;

3) A_{max} — максимально возможной амплитудой в данном пункте.

На рис. 2 представлены графики повторяемости максимальных амплитуд смещений для пунктов Ленинакан, Ереван, Степанаван.

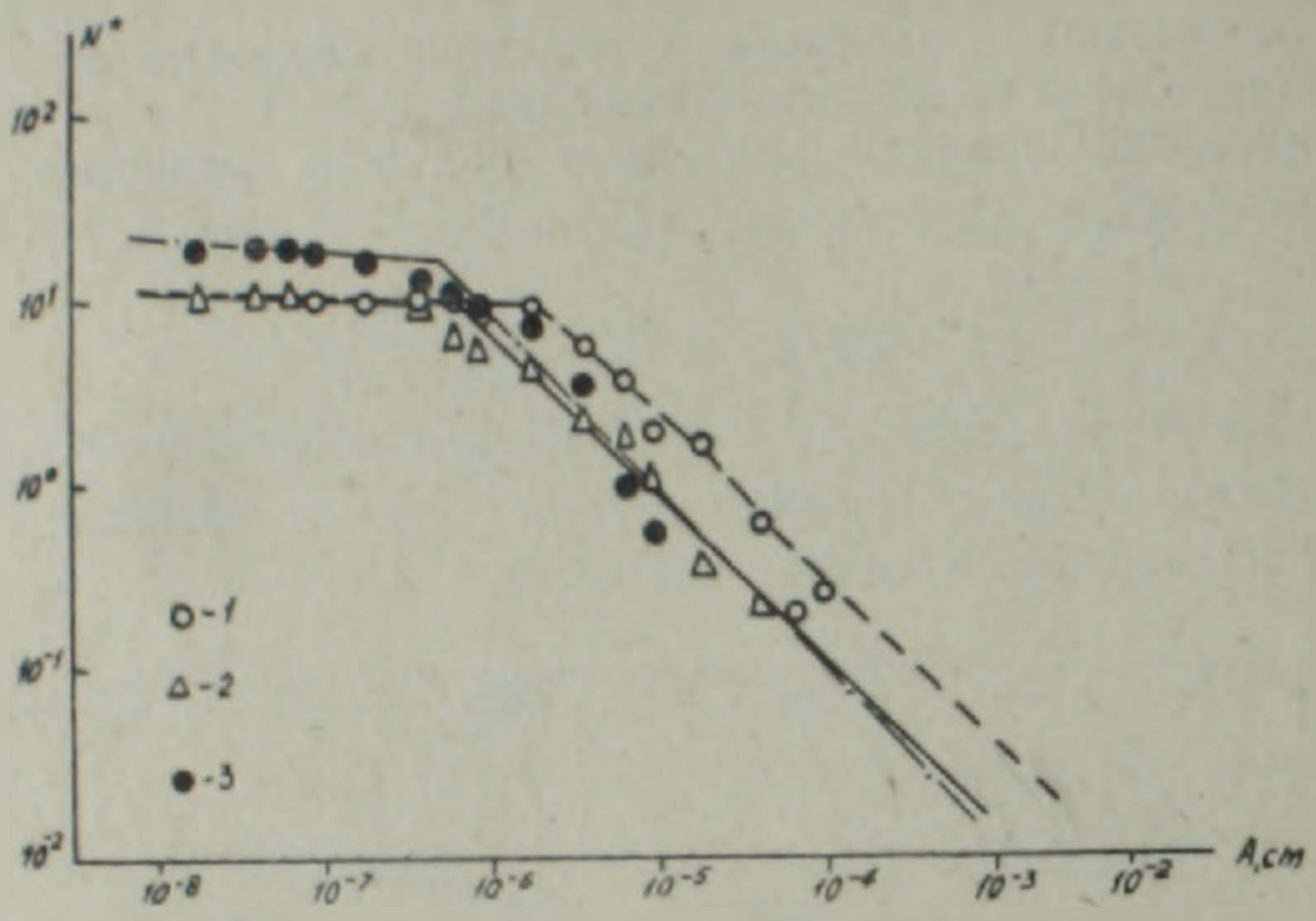


Рис. 2. Графики повторяемости максимальных амплитуд смещений для пунктов Ленинакан (1), Ереван (2) и Степанаван (3).

Из числа факторов, влияющих на параметры рассмотренного распределения (однако далеко не первые), являются также различия в регистрируемой аппаратуре и грунтовые условия под станциями. Первый фактор согласно утверждению [8] мало эффективен, и это объясняется тем, что при расстояниях $\Delta < 700$ *км* частотные характеристики приборов не оказывают заметно искажающего влияния на уровень регистрируемых колебаний.

Фактор локально-грунтовых условий, несомненно, играет большую роль, и установление влияния фактора легко осуществимо при наличии резких различий грунтовых условий каждой из рассмотренных станций.

В основном же уровень графика и величина максимально возможной амплитуды зависят в первую очередь от сейсмической активности, формы, размеров, относительного расположения сейсмогенных зон, значениями M_{max} свойств очагов передающей среды и т. д. Оценить надежно влияние каждого из перечисленных факторов на параметры графиков распределения амплитуд пока что не удается.

Некоторые качественные оценки можно привести априори. Например, можно утверждать, что с увеличением размеров области вокруг исследуемого пункта, данные о землетрясениях которой используются для построения графика повторяемости амплитуд, уровень графиков должен возрастать. Естественно также полагать, что существует также некоторый предел и для A_{max} — величины максимально возможной амплитуды колебаний, определяемой в большей мере по величине M_{max}.

Анализ результатов

Представленное распределение параметров сейсмических колебаний показывает (см. рис. 1), что наиболее простой вид — близкий к

нормальному распределению, имеет гистограмма периодов колебаний. При этом часты периоды смещений 1,0—2,0 *с*.

Поправочные оценки периодов смещений $T_{см}$ для условий $K=10$, $\Delta=100$ *км* отличаются мало. Сравнительно малая разница здесь, по нашему мнению, обусловлена, в первую очередь, почти идентичными грунтовыми условиями под станциями, хотя, конечно, это не единственный фактор, определяющий данное значение.

Для совместного рассмотрения соотношений видимых периодов максимальных амплитуд смещений при слабых и сильных движениях полученные графики зависимостей $T_{см}$ от K (или M) сведены на рис. 3 (кривые 1—4). Для сравнительного сопоставления здесь же приведены параметры колебаний для северного Тянь-Шаня по данным [3] (кривая 5) и графики зависимостей видимых периодов от магнитуды M_L для максимальных амплитуд скоростей и ускорений, полученные Ф. Ф. Аптикаевым по мировым данным [2] (кривые 6, 7). При этом учтена связь между магнитудой и энергетическим классом, полученная для Кавказа [15]:

$$K=1{,}6\cdot M_{LH}+5. \qquad (3)$$

Одновременно мы допускаем, что в первом приближении магнитуды M_L и M_{LH} совпадают.

Рассмотрение графиков зависимостей видимого периода максимальной амплитуды показывает следующее. Зависимость $T_{см}$ от энергии землетрясения имеет одинаковый характер в очень большом диа-

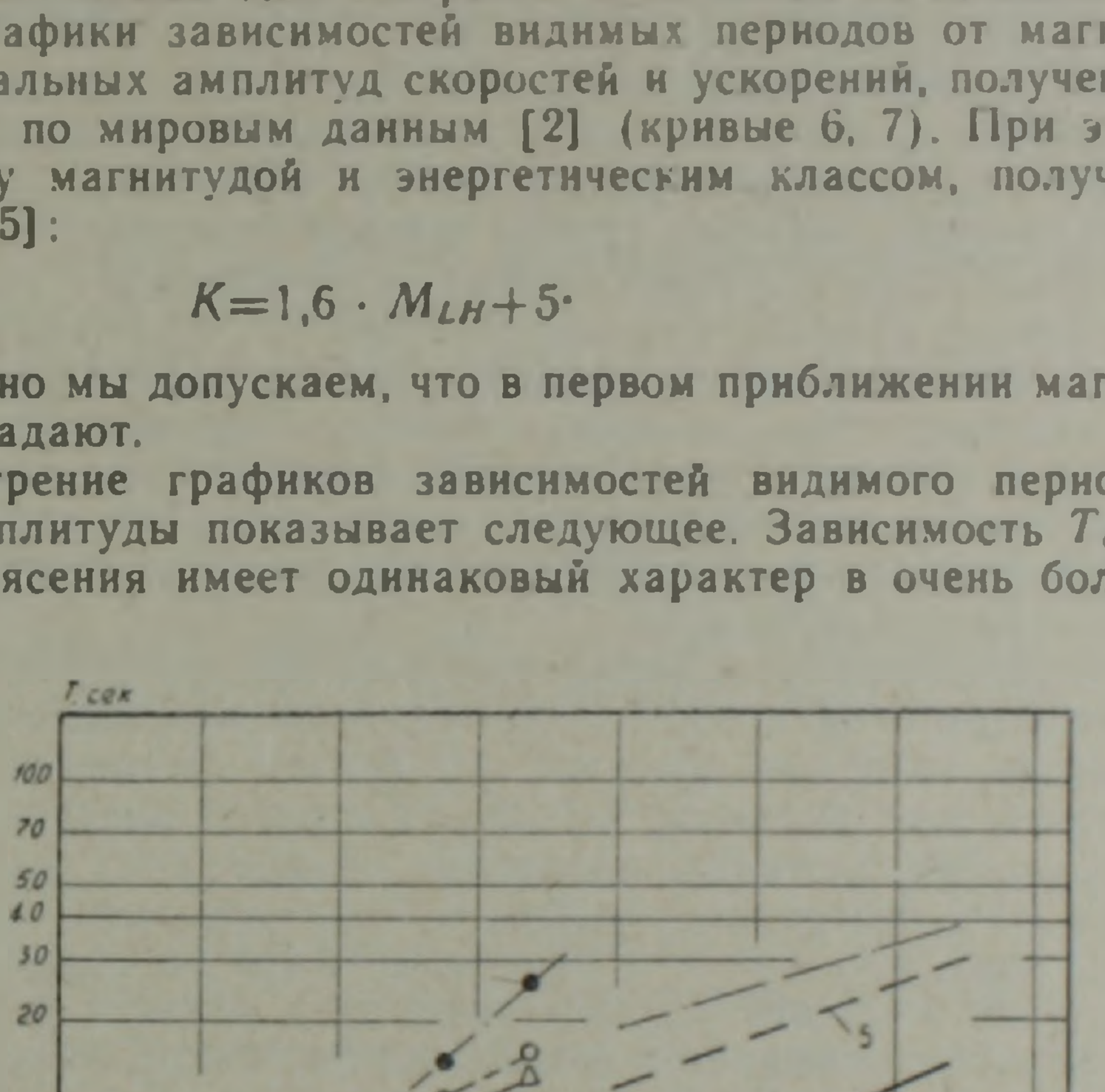


Рис. 3. Сопоставление кривых зависимостей видимых периодов ускорений ($\bar{7}$) и скоростей (6) от локальной магнитуды M_L по [2] с кривыми зависимости видимого периода смещений: по данным слабых землетрясений для с/ст. Ленинакан (1), Ереван (2) Степанаван (3); по данным сильных землетрясений: наша кривая по мировым данным (4), кривая для северного Тянь-Шаня по работе [3].

пазоне энергетических величин—с увеличением энергии увеличиваются и значения периодов. По уклону кривые зависимости видимого периода максимальной амплитуды смещения от энергетического класса и эпицентрального расстояния для с/ст. Ленинакан и Ереван (кривые 1 и 2 на рис. 3) отличаются незначительно друг от друга, а также от сопоставляемых кривых. Для с/ст. Степанаван график по наклону в значительной степени отличается от предыдущих. График зависимости $T_{см}=f(M_L)$, по данным сильных землетрясений (кривая 4), по наклону почти совпадает с наклоном кривых 1 и 2, а также кривых зави-

симостей для смещений по данным [6] (кривая 5) и скоростей и ускорений (кривые 6, 7) по данным [2]. Однако по уровню она несколько превышает средний уровень кривых для слабых местных землетрясений, а также кривой 5. Последний фактор, по-видимому, в большей степени связан с тем, что при получении уравнения (2) не учитывались эпицентральные расстояния. Приведенные сопоставления позволяют оценить в первом приближении $T_{см}$ для больших значений магнитуд ($M \geqslant 5$), и значения видимых периодов скоростей или ускорений применительно к местным условиям.

Анализ распределения значений максимальных амплитуд смещения показывает (рис. I—IV), что они также носят близнормальный характер. Для с/ст. Ереван и Степанаван часты значения $A_{max} = 0{,}1$—1,0, а для с/ст. Ленинакан—1,0—10.

Вид представленных графиков повторяемости максимальных амплитуд смещений (рис. 2) позволяет сделать следующие выводы. Ломанный характер графика на значениях порядка 10^{-6} условен; он обусловлен выбором верхнего уровня интервала осреднения максимальных амплитуд. С другой стороны левая горизонтальная часть наиболее четко показывает уровень графика. Она, в частности, больше для с/ст. Степанаван, что обусловлено сравнительно большой сейсмической активностью Джавахетского нагорья. Размеры областей вокруг исследуемых пунктов в данном случае сыграли сравнительно меньшую роль. Почти одинаковый наклон графиков показывает, что параметры повторяемости для рассматриваемых станций (угол наклона γ) варьируют в очень малых пределах.

Пункты Ленинакан и Ереван характеризуются одинаковым количеством землетрясений с $A \geqslant A_0$, но величина максимальной возможной амплитуды колебаний больше для гункта Ленинакан. Как было отмечено выше, этот параметр в большей степени контролируется значениями M_{max}. Ввиду отсутствия данных об ощутимых и сильных землетрясениях при построении графиков повторяемости максимальных амплитуд (3 порядка изменения значений A) мы не можем утверждать о линейности полученного распределения и в области более больших амплитуд и, следовательно, о возможности экстраполяции значений амплитуд на более сильные воздействия.

Заключение

На основе анализа доступных автору данных о параметрах смещений при сильных и слабых местных землетрясениях построены корреляционные зависимости видимых периодов максимальных амплитуд смещений от энергии и эпицентрального расстояния, рассмотрены распределения амплитуд смещений для трех пунктов на территории Армянской ССР.

Используя построенные зависимости, оказывается возможным определить параметры сотрясений, если заданы магнитуда (энергетический класс), эпицентральные расстояния ожидаемых сильных землетрясений.

Необходимо отметить, что приведенные нами сопоставления мировых и местных сейсмологических данных в настоящее время носят скорее всего методологический характер. Одновременно они не исключают возможности использования записей местных слабых землетрясений применительно к инженерно-сейсмологическим задачам (с привлечением в дальнейшем более обширного эмпирического материала).

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 25.IX.1985.

Վ. Գ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՏԵՂԱԿԱՆ ԹՈՒՅԼ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՍԵՅՍՄՈԳՐԱՄՆԵՐԻ ՕԳՏԱԳՈՐԾՄԱՆ ՀՆԱՐԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ ՍԵՅՍՄԻԿ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ ԿԱՆԽԱՏԵՍՄԱՆ ՀԱՄԱՐ

Ամփոփում

Աշխատանքում մեծ թվով փորձնական տվյալների վերլուծության հիման վրա կառուցված են համահարաբերակցական հավասարումներ, որոնք կապ են հաստատում տեղափոխությունների տեսանելի պարբերությունների և երկրաշարժերի էներգիայի ու էպիկենտրոնի հեռավորության միջև։ Դիտարկվում է տեղափոխությունների ամենամեծ ամպլիտուդաների բաշխումը տեղական թույլ երկրաշարժերի տվյալների հիման վրա։ Ծգրակացություն է արված այն մասին, որ տեղական թույլ երկրաշարժերի գրանցումները կարելի է օգտագործել սեյսմիկ վտանգավորության քանակական պարամետրերի գնահատման համար։

V. G. GRIGORIAN

ON THE POSSIBILITY OF USING THE LOCAL WEAK EARTHQUAKES SEISMOGRAMS FOR SEISMIC INFLUENCE QUANTITATIVE PARAMETRES PREDICTION

Abstract

In the paper the correlation dependences of displacement visible periods upon the energy and epicentral distance of an earthquake have been revealed. The distribution of displacement amplitudes according to the data of weak local earthquakes has been considered. There has been concluded that the records of weak local earthquakes can be used while estimating the seismic risk according to quantitative parametres of earthquake oscillations.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аптикаев Ф. Ф., Матиссен Р. и др.* Прогноз сейсмического движения грунта.—В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Том I, книга 2. Душанбе—Москва: Изд. «Дониш», 1976, с. 188—196.
2. *Аптикаев Ф. Ф. и др.* Связь параметров сейсмических колебаний при сильных и слабых землетрясениях.—В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Том 2, книга 2. Душанбе—Москва: Изд. Дониш, 1979, с. 129—138.
3. *Аптикаев Ф. Ф., Нерсесов И. Л.* Методика детального сейсмического районирования в количественных характеристиках сейсмических колебаний.—В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М.: Изд. Наука, 1980. с. 96—100.
4. *Аптикаев Ф. Ф., Нурмагамбетов А. Н. и др.* Прогноз сейсмических воздействий для целей детального сейсмического районирования (на примере г. Алма-Аты).—В кн.: Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 23. М.: Изд. Наука, 1982, с. 90—97.
5. *Григорян В. Г.* Зависимость спектра реакции от магнитуды и эпицентрального расстояния сильного землетрясения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1983, с. 57—62.
6. *Григорян В. Г.* Корреляция между спектром реакции и магнитудой сильного землетрясения. Бюллетень по инженерной сейсмологии, № 11, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, с. 113—117.
7. *Дарбинян С. С.* Эмпирическое определение приведенных сейсмических ускорений. Бюллетень по инженерной сеймологии, № 10, 1979. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, с. 34—39.
8. *Джибладзе Э. А., Папалашвили В. Г.* Связь между K, lgE и магнитудой M для

землетрясений Кавказа.—Сообщения АН Груз. ССР, 1968, том 10, №1,
9. Землетрясения в СССР в (1971—81 гг.) М.: Наука,
10. *Назаров А. Г.* Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 285 с.
11. *Назаров А. Г., Дарбинян С. С.* Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1974. 165 с.
12. Сейсмологический бюллетень Кавказа (выпуск 1971—79 гг.). Тбилиси:
13. *Trifunac M., Lee V.* Unif rmly processed strong Earthquake ground acce grations in the western united Stated of America for the period from 1933 to 19 l: Corrected acceleration, velocity and displacement curves. Los Angeles, California. 1978, 220 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле. 1986, XXXIX, № 6, 44—51.

УДК 551.311.234(479.25)

Г. П. МКРТЧЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА ЭРОЗИИ ПОЧВ В АРМЯНСКОЙ ССР

В статье рассматриваются особенности формирования и распределения поверхностного стока в отношении развития эрозионных процессов. В отдельности рассматриваются талые и дождевые составные поверхностного стока, отличающиеся друг от друга селеактивностью и эрозийностью. На основе многолетних метеорологических наблюдений выведена определенная функциональная зависимость между жидким и твердым стоками рек АрмССР.

Территория Армянской ССР считается одной из наиболее селеносных и эродированных среди других союзных республик, где на площади примерно 30 *тыс. кв. км* ежегодно формируются в среднем до 7,1 *куб. км* поверхностного и 5,2 *млн. т* взвешенно-влекомого стоков, при среднегодовом объеме атмосферных осадков более чем 18 *куб. км*. Характерной особенностью стока рек является раздробленность, обусловленная гористостью и изрезанностью рельефа, в условиях которого атмосферные осадки стекают сразу или спустя несколько часов после выпадания. Этим и объясняется, что на водосборах максимум стока наблюдается преимущественно в эти дни, в связи с чем часто повторяющиеся дождевые паводки отличаются высокой селеносностью и эрозионной разрушительностью.

Принимая во внимание существующую прямо пропорциональную зависимость между жидким и твердым стоками рек, при прогнозе вероятного смыва почв необходимо учитывать неравномерность годового распределения поверхностного стока во времени и в пространстве. Известно, что большинство рек АрмССР характеризуются весенне-летним половодьем, в период которого проходят 40—85% жидкого и 50—90% твердого годовых стоков. Что же касается территориального распределения, то более половины жидкого и 2/3 твердого суммарных годовых стоков республики формируются в зоне складчато-глыбовых гор, составляющих примерно 40% площади Армянской ССР. Поскольку наиболее водоносные реки характеризуются снего-дождевым питанием, для прогноза стока и эрозии почв целесообразнее в отдельности оценить роль талых и дождевых вод в их формировании и распределении.

Территория Армянской ССР, как правило, не отличается особым обилием твердых осадков, составляя в среднем 22—25% среднегодовой суммы осадков, величина которой в республике колеблется в пределах 200—1150 *мм*, хотя выше 3000 *м* процентная доля снежных осадков доходит 30—40% от годовой суммы. В результате морозоустойчивости зимнего периода года, мало вероятных и слабых оттепелей, замкнутости территории, преобладания инверсионных явлений и т. п., продолжи-

землетрясений Кавказа.—Сообщения АН Груз. ССР, 1968, том 10, №1,
9. Землетрясения в СССР в (1971—81 гг.) М.: Наука,
10. *Назаров А. Г.* Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 285 с.
11. *Назаров А. Г., Дарбинян С. С.* Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1974. 165 с.
12. Сейсмологический бюллетень Кавказа (выпуск 1971—79 гг.). Тбилиси:
13. *Trifunac M., Lee V.* Unif rmly processed strong Earthquake ground acce grations in the western united Stated of America for the period from 1933 to 19 l: Corrected acceleration, velocity and displacement curves. Los Angeles, California. 1978, 220 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле. 1986, XXXIX, № 6, 44—51.

УДК 551.311.234(479.25)

Г. П. МКРТЧЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА ЭРОЗИИ ПОЧВ В АРМЯНСКОЙ ССР

В статье рассматриваются особенности формирования и распределения поверхностного стока в отношении развития эрозионных процессов. В отдельности рассматриваются талые и дождевые составные поверхностного стока, отличающиеся друг от друга селеактивностью и эрозийностью. На основе многолетних метеорологических наблюдений выведена определенная функциональная зависимость между жидким и твердым стоками рек АрмССР.

Территория Армянской ССР считается одной из наиболее селеносных и эродированных среди других союзных республик, где на площади примерно 30 *тыс. кв. км* ежегодно формируются в среднем до 7,1 *куб. км* поверхностного и 5,2 *млн. т* взвешенно-влекомого стоков, при среднегодовом объеме атмосферных осадков более чем 18 *куб. км*. Характерной особенностью стока рек является раздробленность, обусловленная гористостью и изрезанностью рельефа, в условиях которого атмосферные осадки стекают сразу или спустя несколько часов после выпадания. Этим и объясняется, что на водосборах максимум стока наблюдается преимущественно в эти дни, в связи с чем часто повторяющиеся дождевые паводки отличаются высокой селеносностью и эрозионной разрушительностью.

Принимая во внимание существующую прямо пропорциональную зависимость между жидким и твердым стоками рек, при прогнозе вероятного смыва почв необходимо учитывать неравномерность годового распределения поверхностного стока во времени и в пространстве. Известно, что большинство рек АрмССР характеризуются весенне-летним половодьем, в период которого проходят 40—85% жидкого и 50—90% твердого годовых стоков. Что же касается территориального распределения, то более половины жидкого и 2/3 твердого суммарных годовых стоков республики формируются в зоне складчато-глыбовых гор, составляющих примерно 40% площади Армянской ССР. Поскольку наиболее водоносные реки характеризуются снего-дождевым питанием, для прогноза стока и эрозии почв целесообразнее в отдельности оценить роль талых и дождевых вод в их формировании и распределении.

Территория Армянской ССР, как правило, не отличается особым обилием твердых осадков, составляя в среднем 22—25% среднегодовой суммы осадков, величина которой в республике колеблется в пределах 200—1150 *мм*, хотя выше 3000 *м* процентная доля снежных осадков доходит 30—40% от годовой суммы. В результате морозоустойчивости зимнего периода года, мало вероятных и слабых оттепелей, замкнутости территории, преобладания инверсионных явлений и т. п., продолжи-

тельность снегозалегания в АрмССР сравнительно дольше, чем в соседних районах тех же широт. Но из-за малоснежности, в местах с устойчивым образованием снегопокрова (выше 1200 *м*) высота снежной подстилки варьирует от 15—20 до 150 *см*, при плотности снега перед началом таяния 0,1—0,6 *г/см*^{3}. А это значит, что в АрмССР слой влагозапасов снегопокрова перед таянием колеблется в широких пределах от 20—30 до 400—500 *мм*.

Объем талого стока в известной мере зависит от физических свойств снега, в частности, от плотности, влажности и структуры (зернистости). Опытами установлено, что существует обратно пропорциональная взаимосвязь между плотностью снега и коэффициентом поглощения радиации снегопокрова [2]. Значение последнего в вышеупомянутых пределах изменения плотности снега варьирует от 2,0 до 0,82, т. е. при меньшей плотности снега таяние протекает гораздо дружнее и с меньшей величиной сезонных потерь. В расчетах талого стока важно учесть и потери, вызванные состоянием подстилающей поверхности или термическими условиями погоды. Для этой цели предлагаем следующую упрощенную формулу:

$$q = \frac{x \cdot h_ж}{k \cdot h_т} \qquad (1)$$

где q—слой талого стока в *мм*, x—среднегодовая сумма твердых осадков в *мм*, $h_ж$ и $h_т$—содержание воды в снежном покрове соответственно в жидкой и твердой фазах в *см*, k—коэффициент испарения, учитывающий вероятность одновременного таяния снега в зависимости от среднесуточной температуры воздуха периода снеготаяния. В табл. 1 приведены значения k в диапазоне суточных температур воздуха от 0°С до +10°С [4].

Таблица 1

Изменение коэффициента испарения с поверхности снежного покрова в зависимости от среднесуточной температуры воздуха (по Сулаквелидзе Г. К.).

Температура воздуха (*град*)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Коэффициент испарения	0,12	0,18	0,25	0,30	0,37	0,41	0,45	0,48	0,52	0,60

Расчеты, выполненные по вышеуказанной формуле (1), свидетельствуют, что в Армянской ССР на разных высотных поясах слой годового талого стока составляет от 5—10 до 150—350 *мм*, с вертикальным градиентом увеличения слоя талого стока 5—20 *мм* на 100 *м* подъема. Следовательно, можно полагать, что объем талого стока представляет функционально зависимую величину от высоты водосборной площади, а эродирующая деятельность талых вод интенсивнее проявляется в участках, с высотой ниже средней того же бассейна. Во-вторых, в Армянской ССР с высотой местности коэффициент талого стока возрастает с вертикальным градиентом 0,01—0,02, варьируя в пределах 0,09—0,65. И в-третьих, процентная доля талого компонента в суммарном годовом стоке увеличивается от 0—5 до 40—65%, хотя скорость поступления талых вод в русла потоков при этом убывает от 1,5 до 0,75 *мм/сутки*.

В формировании и развитии поверхностного стока и эрозионных процессов особую роль играют атмосферные осадки теплого периода года, выпадавшие в виде дождей, ливневость которых в период максимального уровня воды в реках достигает наибольших величин. К примеру, из отобранных 500 случаев выпадения дождей со слоем 10 *мм* и более, их по-месячное распределение имело следующую картину: май—25%, июнь—29%, июль—20%, август—18%, сентябрь—8%. Эрозионная опасность периода весеннего половодья хотя и объясняется переувлажненным состоянием почв, с еще не успевшим подрасти

почвенно-защитным растительным покровом, тем не менее главная особенность их эрозийности заключается в характере выпадания и в абсолютных значениях осадков, предопределяющих высокие показатели коэффициента месячного поверхностного стока (0,5—0,85).

Сказанное подтверждается нашими наблюдениями. Для определения некоторых физических характеристик дождей, представляющих в эрозионном отношении определенную значимость, по тридцати метеостанциям республики были рассчитаны средневзвешенный слой, продолжительность и интенсивность май-сентябрьских дождей, характеризующихся слоем непрерывного выпадания более 10 *мм*, продолжительностью не более 5 часов и максимальной 30-минутной интенсивностью более чем 0,2 *мм/мин*. Сгруппировав полученные данные по отдельным месяцам, вычислены также средневзвешенные эрозионные индексы дождей, скорости падения и диаметральные массы дождевых капель [3], результаты приведены в табл. 2.

Таблица 2

Некоторые физические характеристики эрозионно-опасных дождей за период их наибольшей повторяемости (май-сентябрь)

Месяцы	Слой (*мм*)	Продолжительность (*мин*)	Интенсивность (*мм/мин*)	Эрозионный индекс	Скорость падения капли (*м/с*)	Диаметральная масса (*мм*)
Май	17,3	180	0,096	1,39	4,18	1,08
Июнь	19,5	120	0,162	2,28	4,52	1,25
Июль	19,2	135	0,142	2,29	4,40	1,20
Август	18,4	90	0,204	2,48	4,70	1,35
Сентябрь	16,7	170	0,098	1,13	4,18	1,08

Прежде, чем перейти к разбору полученных показателей, необходимо обратить внимание на некоторые обстоятельства. Обычно майским и июньским ливням предшествуют моросящие или обложные дожди, как бы подготавливая почвенный покров к серьезным испытаниям, поскольку при наличии водяной пелены, разбрызгивание почвенных частиц происходит интенсивнее, чем при сухой почве. Во-вторых, ливни периода половодья характеризуются несколькими пиками резкого возрастания интенсивности выпадания, максимум которых приходится на середину дождя. И в-третьих, большая часть май-июньских ливней выпадает после полудня, когда затраты влаги на испарение постепенно уменьшаются.

Расчетные данные (табл. 3) свидетельствуют о том, что в течение рассматриваемого периода года наибольшей эрозийностью выделяются летние осадки. Но с другой стороны они считаются наименее сточными, т. к. в этот период года усиливаются местные (азональные) гидро-метеорологические циркуляционные процессы, как периодичность горно-долинных ветров, сравнительно ровный суточный ход изменения температуры воздуха и поверхности почвенного покрова, ослабление механического выветривания, сухость и выветривания, сухость и высокая инфильтрация почв и т. д.

Поэтому в эрозионном отношении более смывоопасны апрель-июньские дожди, отличающиеся значительной разрушительностью. Объясняется это прежде всего тем, что в течение данного периода года на единицу площади приходится наибольшая эрозионная перегруженность, обусловленная не только разрушающей «бомбардировкой» дождевых капель, но и смывоопасностью проточных вод. Пользуясь данными диаметральной массы дождевых капель, можно вычислить их кинетическую энергию по формуле [6]:

$$E_k = 440 \cdot d^4, \qquad (2)$$

где E_k—кинетическая энергия капли дождя в *г. см²*, а d—диаметр капли в *см*. Выясняется, что при наибольших значениях E_k августовских дождей (табл. 3) в отношении смыва и размыва почв более эрозионно-опасными являются весенне-летние дожди, т. к. отличаются фронтальным характером выпадания и гораздо большим захватом площади

одновременного стокообразования, а значит и умноженной энергией почворазрушения.

Таблица 3

Средневзвешенные показатели потенциальной разрушительности дождей по отдельным месяцам

Месяцы	Кинетическая энергия капли ($г \cdot см^2$)	Периодичность выпадания ($с$)	Количество капель за 1 $с$ ($штук$)	Мощность дождя за 1 $мин$ ($кг \cdot м^2$)	Мощность дождя за среднюю продолжительность ($кг \cdot м^2$)
Май	$5{,}98 \cdot 10^{-2}$	0,03	2145	7,68	1382,4
Июнь	$10{,}74 \cdot 10^{-2}$	0,028	2215	14,28	1713,6
Июль	$9{,}11 \cdot 10^{-2}$	0,029	2170	11,88	1603,8
Август	$14{,}61 \cdot 10^{-2}$	0,026	2280	19,98	1798,2
Сентябрь	$5{,}98 \cdot 10^{-2}$	0,03	2145	7,68	1305,6

Ознакомившись с особенностями выпадания твердых и жидких осадков, условиями формирования талого и дождевого стоков в Армянской ССР, рассмотрим некоторые вопросы прогноза поверхностного стока и эрозии почв в республике. Для этих целей в качестве основных критериев были отобраны среднемесячные значения атмосферных осадков и температуры воздуха.

Сопоставляя метеорологические данные, выясняется, что в период половодья наибольшей компактностью точек функциональной зависимости между среднемесячными значениями осадков и температурой воздуха выделяются март-май месяцы, обусловленные высокими показателями коэффициента корреляции (r)—0,92—0,74. Между тем из-за большой разбросанности точек, июнь-август месяцы почти не подчиняются четко обозначенной линейной зависимости, т. к. величина r очень мала—0,35—0,20. Причиной этому служат местные микроклиматические условия, в результате которых резко повышается роль местных осадков в по-месячном распределении атмосферной влаги общего характера. Поэтому представляется более уместным выявление функциональных зависимостей изменения интересующих нас параметров по высоте местности (рис. 1).

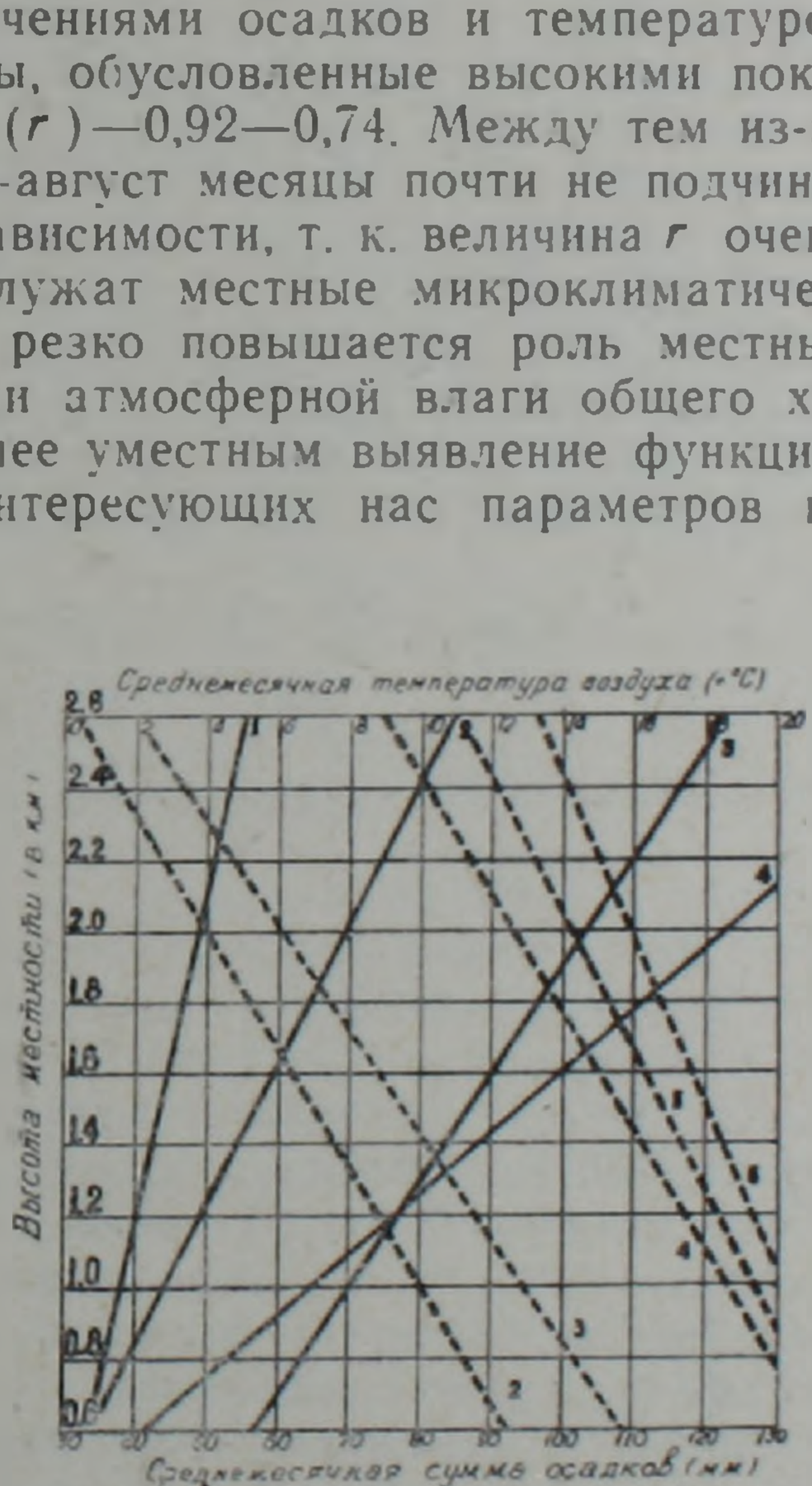


Рис. 1 Распределение среднемесячных значений температуры воздуха (пунктирные линии) и атмосферных осадков (сплошные линии) по высоте местности: 1—март, 2—апрель, 3—май, 4—июнь, 5—июль, 6—август.

Из составленных графических кривых следует, что по характеру изменения среднесуточных температур воздуха наиболее растянутым является май месяц, в течение которого предел изменчивости упомянутого параметра достигает более 20 градусов, с вертикальным градиентом изменения 0,77 *град* на 100 *м* подъема. А в августе месяце те же показатели равны соответственно 15,5 *град* и 0,53 *град* на 100 *м* возвышения. По схожему принципу можно определить, что в отношении распределения месячных осадков по высотным поясам наиболее

укороченным ходом характеризуется март месяц, с амплитудой изменчивости 50 *мм* и с вертикальным градиентом 2 *мм* на 100 *м* подъема, тогда как в июне месяце те же значения равны соответственно 105 *мм* и 4,7 *мм*.

Для рассмотрения некоторых общих закономерностей внутригодового распределения жидкого и твердого стоков рек, обсудим сперва взаимосвязь между среднесезонными значениями атмосферных осадков и слоем поверхностного стока. Как видно, с высотой местности коэффициенты вариации слоя стока и осадков за период половодья закономерно уменьшаются в пределах соответственно 1,2—0,15 и 0,88—0,12. Поэтому на водосборах с площадью более 1000 *км*^{2} и с перепадом высот более 1500—2000 *м* отклонения от общепринятых закономерностей зависимости между вышеперечисленными параметрами весьма ощутимы. На рис. 2 приведены графические кривые внутрисезонного распределения осадков и слоя поверхностного стока по некоторым основным бассейнам рек Армянской ССР [1, 8].

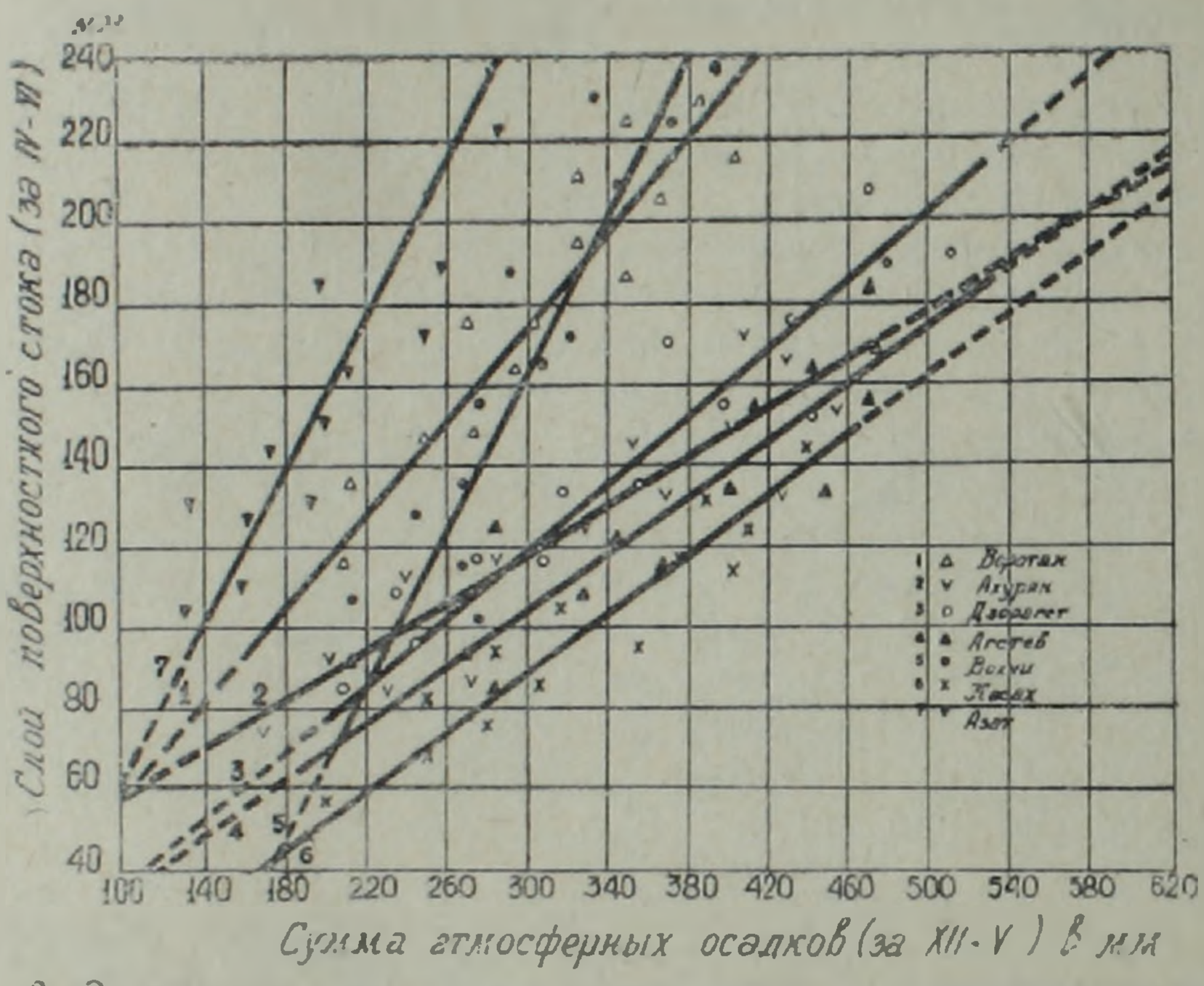


Рис. 2. Зависимость слоя поверхностного стока за половодье от суммы зимне-весенних атмосферных осадков по некоторым основным бассейнам рек Армянской ССР.

Составленные графики позволяют заключить, что из отобранных семи примеров наиболее тесной зависимостью среднесезонных значений осадков и стока отличается бассейн р. Азат до села Гарни (кривая № 7), что объясняется высокой зарегулированностью стока. А наименьшей зависимостью выделяется бассейн р. Касах выше гор. Аштарак (кривая № 6), со средневзвешенным коэффициентом стока за половодье 0,5—0,3, что объясняется большим водозахватом в Апаранском водохранилище. В целом же по характеру функциональной зависимости между зимне-весенними осадками и поверхностным стоком за половодье, в Армянской ССР можно выделить два подрайона: внешний, или периферийный, и внутренний, или центральный.

В состав первого входят бассейны рек северо-восточных и юго-восточных районов республики, где при увеличении суммы осадков за декабрь-май месяцы на 50 *мм*, сток за половодье (апрель-июнь) возрастает в среднем на 40—25 *мм*. В состав второго подрайона входят бассейны рек сравнительно засушливых и слабосточных вулканических районов, где на увеличение осадков за зимне-весенний сезон года до 50 *мм*, средний прирост поверхностного стока за половодье составляет 20—15 *мм*. Здесь исключение составляет лишь бассейн р. Азат. Надо отметить также, что эродирующая сила водопотоков во

многом определяется протяженностью, уклоном, скоростью, шириной, глубиной потоков. Поскольку в период половодья вышеперечисленные параметры характеризуются многократно повышенными значениями по сравнению со среднегодовыми их показателями, то целесообразнее всего выявить функциональную взаимосвязь между расходами воды и взвешанно-влекомых наносов за период половодья (рис. 3).

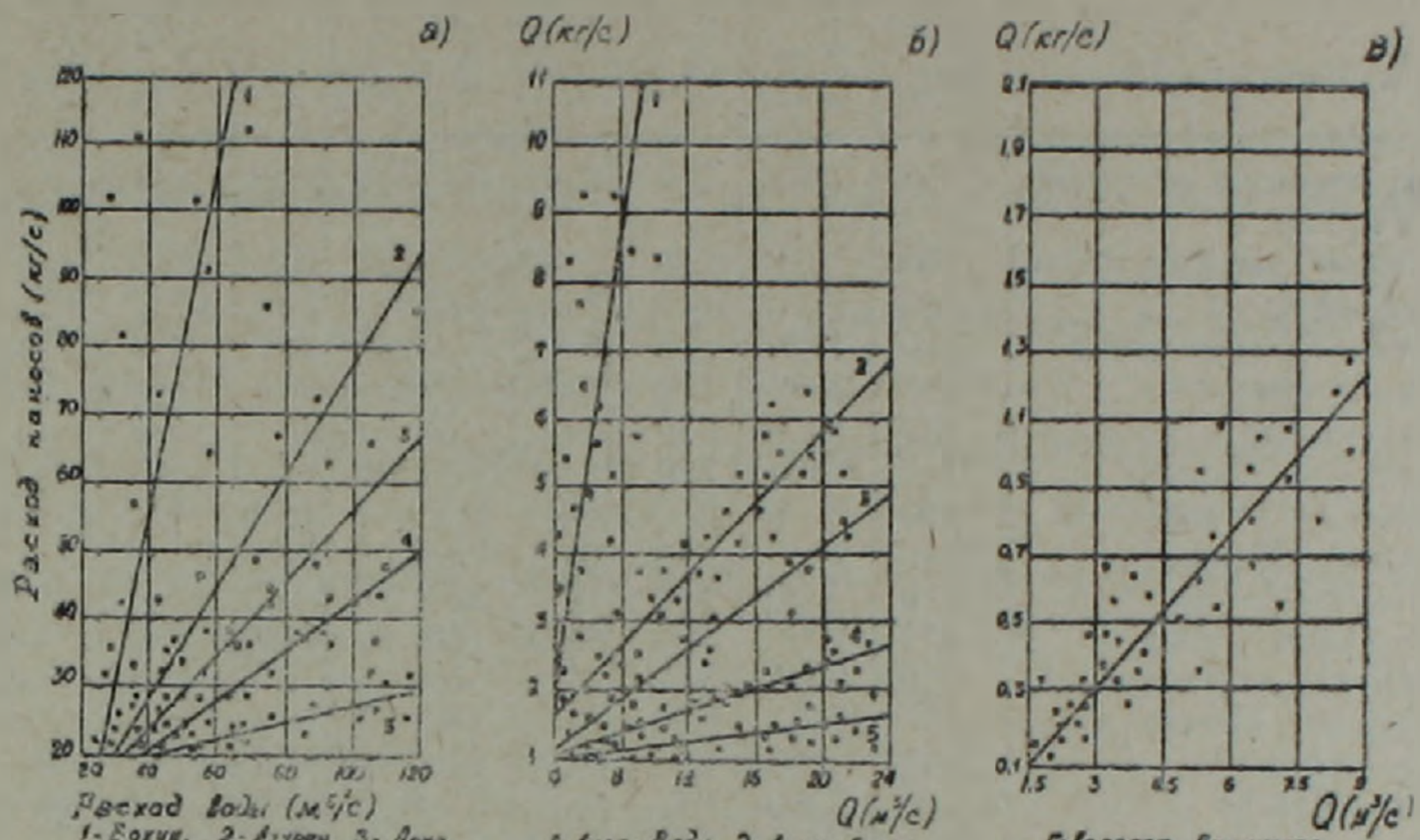


Рис. 3. Зависимость расходов взвешанно-влекомых наносов от расходов воды за весенне-летнее половодье по некоторым основным бассейнам рек Армянской ССР.

По степени эродированности наиболее смывоопасным в республике является бассейн р. Памбак, что обусловлено геологическим строением поверхности, представленной сравнительно менее проницаемыми породами, считающимися относительными водоупорами: граниты, гранодиориты, сиениты и т. д. В бассейнах, относящихся к участкам с трещиноватыми лавами, где подземное питание составляет 60—90% годового стока, модульные значения годового твердого стока в 2,5—6 раза уступают вышеуказанному бассейну [7]. Исходя из составленных графиков (рис. 3) и эрозионных характеристик водосборных бассейнов, реки Армянской ССР по характеру эрозийности и селеактивности можно сгруппировать в три подвида: сильноэродирующие, среднее—и слабоэродирующие [5].

Сильноэродирующие реки (рис. 3, *а*) характеризуются большой амплитудой высотных отметок бассейнов, обусловливающей затяжной и продолжительный характер прохождения максимального уровня воды, более ровный характер внутригодового и по-сезонного распределения жидкого и твердого стоков. Средние значения расходов воды и наносов в период половодья превышают соответствующие среднегодовые показатели в 2—3 и 2—4 раза. На данный подвид приходятся 52% жидкого и 48% твердого годовых стоков всей республики.

Среднеэродирующие реки (рис. 3, *б*) характеризуются более укороченным продолжением максимального уровня воды, дружным, но вместе с тем весьма бурным прохождением половодья, в период которого среднесезонные значения расходов воды и наносов превышают соответствующие среднегодовые значения в 1,2—2,8 и 1,5—2,5 раза. На долю этих рек приходятся 24.5% жидкого и 22,2% твердого среднегодовых стоков АрмССР.

Слабоэродирующие реки (рис. 3, *в*) лишь временами проявляют свои эрозионно-селевые «способности». Но именно они считаются наиболее смывоопасными, т. к. среднесезонные значения расходов воды и наносов иногда за период половодья превышают среднегодовые показатели более чем в 10 раз. На долю данного подвида приходятся 13,5% жидкого и 22,5% твердого годовых стоков республики, а остав-

Таблица 4

Эрозионные характеристики некоторых бассейнов рек АрмССР

№№ п/п	Река-пункт	Площадь бассейна ($км^2$)	Средняя высота ($м$)	Годовая сумма осадков ($мм$)	Коэффициент стока	$w_ж$ ($млн.\ т$)	$w_т$ ($тыс.\ т$)	$\frac{w_ж}{w_т}$	Расход воды за половодье ($м^3/с$)	Расход наносов за половодье ($кг/с$)	$\frac{Q_ж}{Q_т}$
1	Дзорагет-ниже впадения р. Гаргар	1450	1860	762	0,48	530	310	1710	40,4	26,6 32,1	1513
2	Памбак—Тумайян	1370	1920	650	0,42	380	355	1085	30,2		941
3	Дебед—Айрум	3740	1770	663	0,46	1030	910	1132	102,6	95	1080
4	Агстев—Кривой мост	1610	1720	655	0,32	340	260	1307	34,6	29,8	1161
5	Ахум—Ахум	193	1580	644	0,39	50	21,4	2336	5,4	2,8	1928
6	Тавуш—Берд	102	1490	622	0,37	20	7,2	2777	3,3	1,3	2538
7	Ахурян—Айкадзор	8140	1454	570	0,22	1020	549	1858	63,1	36	1752
8	Касах—Аштарак	1020	2249	680	0,31	210	105	2000	8,0	4,6	1740
9	Мецамор—Ранчпар	3540	1610	640	0,49	1040	260	4000	31,4	12	2617
10	Азат—Ланджазат	528	2220	640	0,60	200	96	2083	11,5	6,8	1691
11	Веди—Чиманкенд	329	2090	505	0,38	160	65	2463	5,2	3,6	1444
12	Дзыкнагет—Цовагюх	85	2225	800	0,52	30	9	3333	3,4	1,6	2125
13	Гаварагет—Норадуз	467	2435	670	0,38	120	35	3428	5,1	1,6	3190
14	Арпа—Арени	2040	2109	683	0,48	670	390	1718	51,7	34	1520
15	Вохчи—Кафан	685	2380	832	0,55	310	125	2480	21,3	08**	—
16	Воротан—Воротан	2020	2270	744	0,45	670	318	2120	45,5	25	1820
17	Мегригет—Мегри	274	2200	650	0,57	100	71	1408	7,3	5,8	1260

Примечание: Площадь водосбора взята с учетом бассейнов правобережных притоков в пределах территории Турции.

** Расход наносов учитывает и производственные отходы горной металургии.

шиеся 10% жидкого и 7,3% твердого суммарных стоков формируются в бассейне р. Раздан, данные о котором в учет не брались.

Выводы

1. Эрозия почв является одним из наиболее трудно прогнозируемых и многофакторных явлений природы, развивающихся под воздействием относительно постоянных (рельеф, геологическое строение, характер почвенно-растительного покрова и т. д.) и переменных (климатические и гидрологические условия) факторов.

2. Прогноз эрозии почв проводится в зависимости от наиболее динамичных факторов проявления эрозионных поцессов, какими являются атмосферные осадки, температура воздуха, поверхностный тало-дождевой сток, учитывающих так или иначе многообразие рельефа, водопрочность почвообразующих пород, особенности почвенно-растительного покрова, последствия хозяйственной деятельности человека.

3. Выбранные параметры легко поддаются определенным числовым прогнозам, так как за ними ведутся стационарные наблюдения не только из года в год, но и в течение всего года, отличаясь наибольшей функциональной взаимосвязанностью в период наивысшей эрозионной активности года.

4. По эрозийности и энергетической мощности атмосферных осадков наиболее эрозионно-опасными являются летние месяцы, потенциальная эродируемость почв в период которых проявляется прежде всего в более высоких значениях физических характеристик осадков (водоносность, интенсивность, плотность и т. д.).

5. В пределах АрмССР наибольшая эрозионная продуктивность поверхностного стока наблюдается в бассейне р. Памбак, а наименьшая—в бассейне р. Норадуз. При введении некоторых корреляционных коэффициентов данные эрозионных характеристик рек могут быть использованы при учете потенциальной опасности проявления эрозии почв.

Ереванский государственный
университет

Поступила 5.III. 1986.

Գ. Պ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՀՈՂԵՐԻ ՈՂՈՂԱՄԱՇՄԱՆ ԿԱՆԽԱԳՈՒՇԱԿՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՐՑԵՐ

Ամփոփում

Հոդվածում քննարկվում են հանրապետության բնատարածքում մակերևույթային հոսքի ձևավորման տարածական և ներտարեկան տեղաբաշխման առանձնահատկությունները՝ ելնելով ողողամաշման երևույթների զարգացումից։ Հողերի հնարավոր ողողամաշման կանխագուշակություններն արվել են ըստ ձնհալքի, տեղատարափ անձրևների և օդերևութաբանական այլ տարրերի գոտիական տեղաբաշխման հատկանիշների։ Հոդվածում բերված աղյուսակներն ու կորերը կազմվել են ջրաբանական տեղեկագրերի և տարեգրքերի տվյալներով, որոնց հիման վրա առանձին գետային ավազանների օրինակով դուրս են բերվել մակերևույթային հոսքի ողողամաշման էֆեկտիվության գործակիցներ։

G. P. MKERTCHIAN

SOME PROBLEMS OF THE SOIL EROSION IN THE ARMENIAN SSR

Abstract

Pecularities of the surface run—off forming and distribution are considered in connection with erosion processes development. The run-off thawing and pluvial constituents are separately considered, which differ from each other by their selectivity and erosion ability. On the basis of many years meteorological observations a definite functional dependence is obtained between the fluid and solid run-offs of the Armenian SSR rivers.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Важнов А. Н.* Средний многолетний сток рек Армянской ССР и его внутригодовое распределение. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956. 155 с.
2. Вопросы изучения снега и использования его в народном хозяйстве. М.: Изд. АН СССР, 1955. 175 с.
3. Метеорологические данные за отдельные годы. Вып. 16 (по АрмССР), Ливневые дожди и суточные количества осадков за 1936—1959 гг., Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 506 с.
4. Роль снежного покрова в природных процессах. М.: Изд. АН СССР, 1961. 272 с.
5. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 3, Прогнозы стока горных рек М.: Гидрометеоиздат, 1963. 294 с.
6. *Сластихин В. В.* Вопросы мелиорации склонов Молдавии. Кишинев, 1964. 212 с.
7. *Хмаладзе Г. Н.* Взвешенные наносы рек Армянской ССР Л.: Гидрометеоиздат. 1964. 246 с.
8. *Шагинян М. В.* Основные закономерности формирования элементов стока рек Армянской ССР и методы их прогнозирования Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 176 с,

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 52—58.

УДК:528.94:551.4

В. Ю. ХАЛАТОВ

ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ ГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ

В статье на примере Араратской котловины показано значение изучения сезонной динамики ландшафтов, результаты которого могут быть использованы для нужд службы мониторинга, в ландшафтно-геофизических индикационных исследованиях, в деле разработки ландшафтного прогноза.

Большой прикладной интерес представляют карты сезонной структуры и суточных состояний ландшафтов, вопросы составления и анализа которых рассматриваются в статье.

В современных условиях для нужд службы мониторинга, т. е. оперативного слежения и контроля природной среды, часто возникает необходимость быстрого и точного определения состояний природно-территориальных комплексов (ПТК).

Специфика службы мониторинга требует отбора показателей, характеризующихся большой оперативностью и точностью. При этом необходимо учитывать такие их свойства, как относительная простота изучения и малые затраты средств на проведение исследований по изучению этих показателей. В этом отношении перспективно использование ландшафтно-геофизических индикационных показателей [3]. Так, одним из индикаторов, которыми отличаются субальпийские и альпийские луговые ландшафты, является количество фитомассы, а в пустынных ландшафтах индикатором является специфический набор геогоризонтов и особенности вертикальной структуры. Изучение сезонной динамики геомасс дает возможность судить об интенсивности некоторых функциональных процессов, протекающих в ландшафтах. Особенно это относится к фитомассе, с хорошо выраженными сезонными изменениями. Например, большое количество зеленой фитомассы в редколесных ПТК указывает на активное вегетирование, а незначительное количество и ксерофильный характер фитомассы в пустынно-полупустынных ПТК является показателем весьма замедленных функциональных процессов.

Особенности сезонной динамики ландшафтов, особенно их биотического начала, в немалой степени зависят от продолжительности вегетационного периода. Продолжительность вегетационного периода является важнейшей не только биогеографической и биоклиматической, но и ландшафтно-геофизической характеристикой. Максимально возможная продолжительность вегетации наблюдается от схода снега весной до установления постоянного снежного покрова осенью. Принимаются также близкие к ним сроки устойчивого перехода среднесуточных температур воздуха весной и осенью через 0°С. Начало и конец вегетационного периода характеризуются возобновлением вегетации весной (набухание почек, отрастание листочков перезимовавших трав) и прекращением вегетации осенью: окончание осеннего расцвечивания листьев (чаще- окончание листопада) деревьев и кустарников, полное усыхание надземной части летне-зеленых трав.

Неравномерность выпадения осадков в теплый период обусловила летнюю депрессию в низкогорных и частично в среднегорных ландшафтах Араратской котловины. Окончание периода активной вегетации совпадает с началом макро- и мегатермальных и семиаридных и аридных стексов, началом летнего побурения листьев деревьев и кустарников, усыхания травостоя.

Чем продолжительнее период общей и активной вегетации, тем больше количество тепла, выражаемого через суммы температур, солнечной радиации и суммы осадков. Однако при увеличении продолжительности общей вегетации (от 140 до 290 дней), что отмечается при движении от высокогорных альпийских луговых к низкогорным пустын-

но-полупустынным ландшафтам, количество осадков уменьшается. В этом же направлении возрастает напряженность термического режима: увеличиваются суммы температур (положительных активных, балластных). Уменьшение суммы температур при подъеме идет неравномерно: градиент на 100 *м* подъема в пустынно-полупустынных ПТК изменяется в пределах 100—130°, в сухостепных—80—100°, а в среднегорных-50—100°. Уменьшение потребных для определенных фенофаз сумм температур в высокогорных ландшафтах компенсируется возросшим потоком солнечной радиации, особенно инфракрасного и ультрафиолетового излучения. В высокогорных луговых ландшафтах вегетация начинается сразу после схода снега (у некоторых видов наблюдается подснежное развитие), при движении вниз начало вегетации все более отходит от окончания снеготаяния и в низкогорных полупустынных ландшафтах может достичь 15—20 дней, а в пустынных ПТК даже 30—35 дней.

Суммы активных температур (от устойчивого перехода через 10°С) уменьшаются от 4200—3000° в низкогорных (пустынно-полупустынных и сухостепных) ландшафтах до 1600—2300° в среднегорных (степных и редколесных). В высокогорных ландшафтах эти величины очень незначительны. Однако разница в суммах активных температур, столь существенная для периода общей вегетации, для активной вегетации менее значительна и выравнивается за счет различной длительности фазы жаркого лета, когда господствуют балластные температуры (среднесуточные более 20°С). Так, в пустынно-полупустынных ПТК фаза жаркого лета приходится на июнь-начало сентября, в сухостепных—на первую половину июля—конец августа. Немаловажным является совпадение активной вегетации (апрель-июль) в среднегорных ландшафтах с наиболее продолжительным световым днем, тогда как в пустынно-полупустынных ПТК активная вегетация прекращается в первой декаде июня, т. е. до наступления летнего солнцестояния. Сухостепные ландшафты занимают промежуточное между ними положение.

При сокращении вегетационного периода, вызванном передвижением вверх в Араратской котловине (как и в другой горной местности), сезонное развитие биоты форсируется и скорость прохождения фенофаз возрастает. Форсирование сезонного развития наблюдается в большей мере в предфлоральной стадии [8]. В высокогорных альпийских и субальпийских ландшафтах, несмотря на резкое уменьшение периодов активной и общей вегетации по сравнению с средне- и особенно низкогорными ландшафтами, длительность цветения растений не уменьшается, что связано с повышенным фоном увлажнения и меньшим проявлением эффекта котловинности. В низкогорных пустынно-полупустынных ПТК с коротким периодом активной вегетации возрастает доля эфемеров и эфемероидов.

Таким образом, особенности сезонного ритма биоты ландшафтов объясняются в значительной степени различной продолжительностью периода активной вегетации (фазы поздневесенняя и летняя биологической активности). Влияние продолжительности вегетации опосредовано через изменяющиеся условия гидротермического режима.

Одним из индикационных показателей при изучении сезонных состояний является изменение цвета (окраски) ландшафтов. Исследования по определению стексов (суточных состояний) по цвету сулят много полезного для различных отраслей народного хозяйства. При этом одни стексы хорошо определяются, другие—удовлетворительно. Например, по желтоватой и соломенной окраске низкогорных ландшафтов Араратской котловины хорошо определяются макро- и мегатермальные семиаридные и аридные стексы.

На основе данных календаря природы [9] разработаны таблицы примерных сроков индикаторов состояний основных ландшафтов Араратской котловины. Здесь приводятся лишь индикаторы низкогорных сухостепных ландшафтов (табл. 1). Короткий фотопериод, низкое сол-

Таблица 1

Примерные сроки индикаторов сухостепных ландшафтов Араратской котловины

Зима (1.XII—10.III)	Весна (10.III—25.V)	Лето (25.V—30.IX)	Осень (30.IX—1.XII)
1. Образование устойчивого снежного покрова (18.XII—1.I)	1. Конец снеготаяния и исчезновение устойчивого снежного покрова (12.III—17.III)	1. Начало цветения винограда (15.VI—20.VI)	1. Массовое окрашивание листьев деревьев (7.X—19.X)
2. Высота снежного покрова доходит до 10 *см* (23.XII—26. XII)	2. Начало вегетации травянистых растений (21.III—23.III)	2. Созревание раннеспелых сортов винограда (29.VIII—5.IX)	2. Прекращение активной вегетации теплолюбивых культур (16.X—31.X)
3. Начало глубокой зимы и устойчивый переход температуры воздуха ниже —5°C (18.I—31.I)	3. Почва переходит в пластичное состояние (25.III—28.III)		3. Начало закопки винограда (27.X—31.X)
4. Окончание глубокой зимы и устойчивый переход температуры воздуха выше —5°C (8.II—14.II)	4. Набухание почек большинства деревьев (29.III—7.IV)		4. Средняя дата начала осенних заморозков (7.XI—12.XI)
5. Средняя дата начала снеготаяния (20.II—25.II)	5. Средняя дата прекращения весенних заморозков (13.IV—23.IV)		5. Прекращение вегетации большинства деревьев (27.X—30.X)
	6. Начало вегетации теплолюбивых растений (19.IV—29.IV)		6. Массовый листопад деревьев (1.XI—18.XI)
			7. Прекращение вегетации трав (17.XI—21.XI)

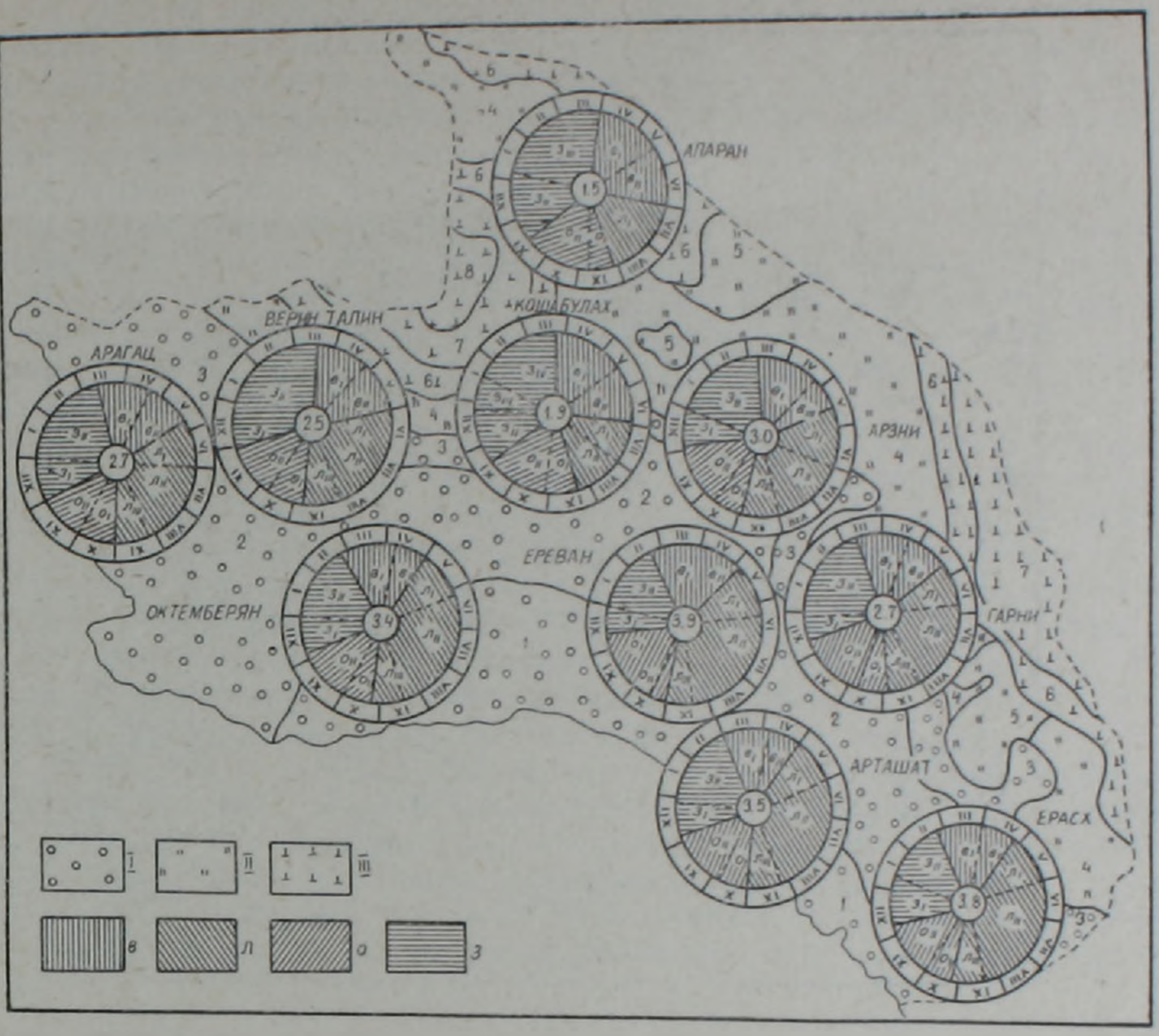


Рис. 1. Сезонная структура ландшафтов Араратской котловины
Ландшафты: I—низкогорные, II—среднегорные. III—высокогорные.
Типы ландшафтов: 1—низинно-луговой и пустынный, 2—полупустынный, 3—сухостепной, 4—степной, 5—редколесной, 6—субальпийский лугостепной и луговой, 7—альпийский луговой, 8—субнивальный.
Сезоны года: в—весна, л—лето, о—осень, з—зима.
Фазы года: $в_I$ —весенняя, $в_{II}$ —поздневесенняя, $л_I$ —летняя биологической активности, $л_{II}$ —жаркого лета, $л_{III}$ —позднелетняя, $о_I$ —раннеосенняя, $о_{II}$ —осенняя, $з_I$—бесснежной зимы, $з_{II}$ —моногенетического развития снежной толщи, $з_{III}$—дигенетического развития снежной толщи, $з_{IV}$ —полигенетического развития снежной толщи.
Цифры в центре кружочка—величина показателя сезонной структуры, представляющего собой отношение продолжительностей теплого и холодного периодов.
Границы: пунктирные—Араратской котловины, *сплошные*—типов *ландшафтов.*
Радиус внешнего круга равен 1,9 *см.*
Сектор круга в 1° соответствует примерно 1 дню.

це, метели, снегопады в первой половине зимы затрудняют в высокогорных луговых ландшафтах проведение работ по определению мощности снежного покрова и его структуре. Эти работы целесообразно проводить во второй половине зимы, когда увеличивается повторяемость ясных дней и фотопериод продолжительнее. Наиболее подходящими сроками этого можно предложить март-апрель месяцы.

Диагностика состояний ПТК непосредственно подводит к разработке ландшафтного прогноза., При этом разработка ландшафтного прогноза должна основываться на результатах отраслевого прогнозирования, но ландшафтно-геофизические данные должны играть основополагающую роль в интегрировании частных физико-географических прогнозов в единый ландшафтный. Например, по времени образования 10—20 *см* слоя снега в среднегорных ландшафтах Араратской котловины можно судить о прекращении промерзания почвы. В случаях раннего образования снежного покрова (вторая половина ноября) почва не промерзает и при любых для среднегорных ландшафтов морозах гибель древесных пород не происходит. Весной почва накопит много влаги, рано начнется рост травостоев. При позднем образовании снеж-

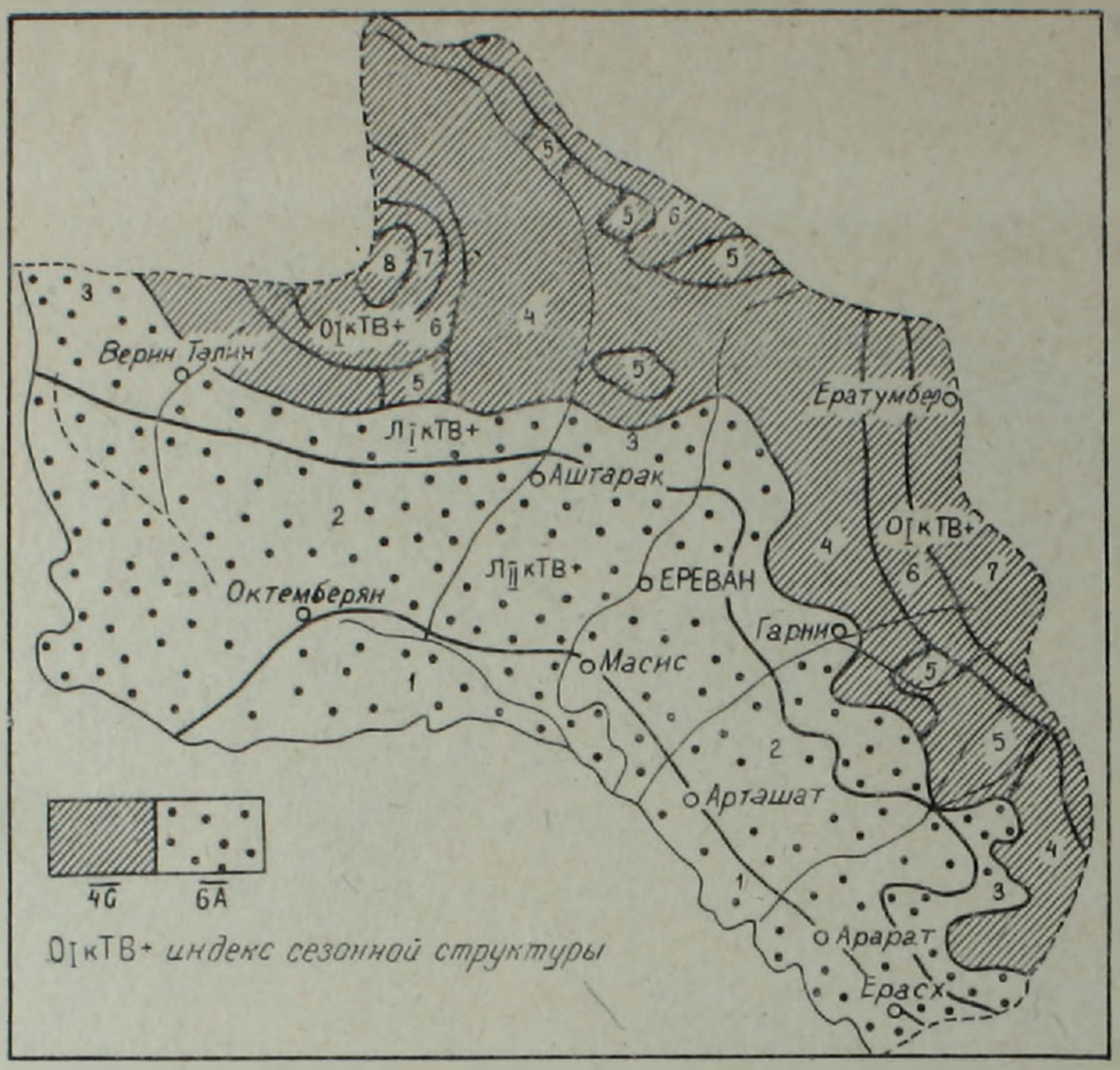


Рис. 2. Суточные состояния ландшафтов Араратской котловины на 20 августа (по данным за 1981—1984 гг.)

Стексы: $\overline{4}$G—мезотермальный гумидный стабилизации структуры, $\overline{6}$A—мегатермальный аридный стабилизации структуры.

Сезонная структура. Сезоны: л—лето, о—осень. Фазы: л|—жаркого лета, о| —раннеосенняя. Циркуляционные состояния: кТВ+ —континентальный теплый тропический воздух.

Типы ландшафтов: 1—низинно-луговой и пустынный, 2—полупустынный, 3—сухостепной, 4—степной, 5—редколесной, 6—субальпийский лугостепной и луговой, 7—альпийский луговой, 8—субнивальный.

Границы: пунктирные—Араратской котловины, *сплошные*—типов ландшафтов.

ного покрова (конец декабря—начало января) почва сильно и глубоко промерзает. Однако глубже 80—100 *см.* почва сохраняет положительную температуру.

В последнее время возрос интерес к составлению динамических карт, на которых показываются не только пространственная дифференциация ландшафтов, но и их временные изменения [7]. К разряду таких карт относятся и карты сезонной динамики природных комплексов. Передача сезонных явлений—цель фенологических карт и карт сезонной динамики ландшафтов. В физико-географических работах, как правило, отсутствуют такие карты.

В настоящее время мало разработанным является вопрос картографирования сезонной динамики ландшафтов. Следует отметить карты продолжительностей сезонов и сезонной динамики ландшафтов в работах [4, 5, 6]. Более известны карты сезонного хода отдельных явлений или показателей ландшафтов. Например, для территории Армянской ССР созданы многочисленные фенологические карты [1, 2]. Распространенным способом изображения динамики явлений и ландшафтов является создание серии карт, показывающих изменения состояний и явлений во времени.

С учетом вышесказанного была предпринята попытка картографирования сезонной динамики ландшафтов Араратской котловины, для чего были составлены карты сезонной структуры и суточных состояний.

При картографировании сезонной структуры ландшафтов Араратской котловины использован метод локализованной диаграммы [6]. На этой карте сезоны и фазы года изображены в виде секторов круга. Сезоны выделяются штриховкой, а фазы—линиями с соответствующими индексами. Внутри круга приводится величина показателя сезонной структуры, представляющего собой отношение продолжительностей теплого и холодного периодов. Ландшафтные ярусы выделяются условными знаками, на которых арабскими цифрами отмечены типы ландшафтов (рис. 1).

Основные материалы, использованные при составлении карты сезонной структуры ландшафтов, взяты из «Справочников по климату СССР...» [10, 11], работы [9] и собранных автором полевых данных.

Карты суточных состояний составляют серию карт для всех 12 месяцев года, на основе данных за 1981—1984 гг. Из-за ограниченного объема статьи приводится лишь карта стексов на 20 августа (рис. 2).

В целом, составленные карты сезонного ритма ландшафтов Араратской котловины, в отличие от имеющихся для этой территории карт других авторов, выделяются большей информативностью.

Отметим, что составленные карты сезонной структуры и стексов ПТК не лишены недостатков и упущений. Они требуют дальнейшей разработки и усовершенствования методики их составления. Однако уже сейчас ясно, что карты сезонной динамики ландшафтов займут свое заслуженное место в ряду других тематических карт и привлекут к себе внимание специалистов из различных отраслей науки и практики.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.XIII.1985.

Վ. ՅՈՒ. ԽԱԼԱԹՈՎ

ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏՆԵՐԻ ՍԵԶՈՆԱՅԻՆ ԴԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ԵՎ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՄԱՆ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՐԸ

Ամփոփում

Հոդվածում ցույց է տրված լանդշաֆտների սեզոնային դինամիկայի ուսումնասիրման նշանակությունը, որի արդյունքները կարելի է օգտագործել մոնիտորինգի ծառայության պահանջների համար, լանդշաֆտա-երկրաֆիզիկական ինդիկացիոն ուսումնասիրություններում, լանդշաֆտային կանխատուրակումը մշակելու գործում։

Կիրառական հետաքրքրություն են ներկայացնում նաև լանդշաֆտների սեզոնային ստրուկտուրայի և օրական վիճակների քարտեզները, որոնց կազմման և վերլուծության հարցերը քննարկված են հոդվածում։

V. Yu. KHALATOV

THE SIGNIFICANCE OF STUDYING AND MAPPING THE SEASONAL DYNAMICS OF MOUNTAIN LANDSCAPES

Abstract

The significance of landscapes seasonal dynamics studying is shown in this paper, the results of which may be used for the monitoring service needs, in the landscape-geophysical indicational investigations as well as in the landscape prognostication working out.

The seasonal structure and landscape daily cnnditions maps are of a great practical interest therefore the problems of their drawing up and analysis are considered in this paper.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Багдасарян А. Б.* Фенологические карты.—В кн.: Географический атлас Армянской ССР. М.: ГУГК, 1976, 18 с.
2. *Багдасарян А. Б., Мкртчян Р. С., Проскурина А. В.* Фенологические карты.—В кн. Атлас Армянской ССР. Ереван—М.: Изд-во АН Арм. ССР—ГУГК, 1961, с. 34—36.
3. *Беручашвили Н. Л.* Объяснительная записка к ландшафтной карте Кавказа.—Тбилиси: Изд-во Тбилисского ун-та, 1980, ч. 1, 54 с.
4. *Гвоздик Л. Н.* Продолжительность сезонов года. Сеть гидрометеорологических станций.—В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). М.—Иркутск: ГУГК, 1967, а, с. 40.
5. *Гвоздик Л. Н.* Сезонная динамика ландшафтов.—В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). М.—Иркутск: ГУГК, 1967 б, с. 74—75.
6. *Гвоздик Л. Н., Михайлов Ю. П.* Методы и опыт картографирования сезонной динамики ландшафтов Забайкалья.—Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, 1965, вып. 10, с. 23—31.
7. *Краукліс А. А.* Динамика геосистем на ландшафтных картах.—Изв. ВГО, 1981, т. 113, вып. 5, с. 385—393.
8. *Лынов Ю. С.* Летняя депрессия в сезонном развитии растений в горных районах Средней Азии.—Бюлл. Гл. ботанического сада 1982, вып. 128, с. 28—31.
9. *Мкртчян Р. С., Айрапетян Ф. П.* Календарь природы Армении, (на арм. яз.).—Ереван: Айастан, 1976, 266 с.
10. Справочник по климату СССР, вып. 16. Армянская ССР, ч. II. Л.: Гидрометеоиздат, 1966, 214 с.
11. Справочник по климату СССР, вып. 16. Армянская ССР, ч. IV. Л.: Гидрометеоиздат, 1969, 194 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 58—62.

УДК:553.98:551.781(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. Н. КУРГИНЯН, А. В. ЖУКОВА

КАТАГЕНЕЗ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИЕРЕВАНСКОГО ПРОГИБА

Впервые связь нефтегазоносности с метаморфизмом углей была показана Х. Роджерсом в теории углеродного коэффициента в 1860, 1863 гг. Согласно этой теории, нахождение нефтяных и газовых залежей возможно при определенных величинах углеродного коэффициента; для разных регионов он составляет 70—80% по Д. Уайту, до 70% по Ф. Фуллеру, 50—60% по В. С. Вышемирскому, не более 60% по В. В. Веберу и т. д. Однако, угольные месторождения далеко не всегда присутствуют в нефтегазоносных районах и это ограничивало применение метода углеродного коэффициента. М. Тейхмюллер [23] микропетрографическими методами изучила метаморфизм углистых включений в нефтесодержащих породах и показала возможность применения этих материалов как нефтепоискового признака в случае отсутствия в районе угольных месторождений. Обугленные растительные остатки стали широко использоваться [1—5, 10—13, 15, 17—20] в качестве индикатора степени катагенетического изменения рассеянного органического вещества (РОВ).

Установление стадийности и зональности нефте-и газообразования в осадочных бассейнах, открытие Н. Б. Вассоевичем [6] главной фазы нефтеобразования (ГФН) и С. Г. Неручевым и др. [8] главной фазы газообразования (ГФГ), приуроченность основных этапов генерации УВ к определенным градациям катагенеза ($МК_1$-$МК_2$-ГФН, $МК_3$-$МК_5$-$АК_1$-ГФГ)[1] обусловили важность изучения катагенеза РОВ.

Прямая связь нефтегазоносности со степенью катагенеза РОВ определила постановку наших исследований, в задачу которых входило оценить степень катагенеза РОВ в палеогеновых отложениях Приереванского прогиба.

---

[1] Для обозначения постседиментационных изменений РОВ пользуются преимущественно термином катагенез и номенклатурой для его обозначения—ПК, МК, АК (прото-, мезо-, апокатагенез), сопоставляя ее со стадиями углефикации (Б, Д, Г и т. д.)—буроугольная, длиннопламенная, газовая и т. д. [9].

The seasonal structure and landscape daily cnnditions maps are of a great practical interest therefore the problems of their drawing up and analysis are considered in this paper.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Багдасарян А. Б.* Фенологические карты.—В кн.: Географический атлас Армянской ССР. М.: ГУГК, 1976, 18 с.
2. *Багдасарян А. Б., Мкртчян Р. С., Проскурина А. В.* Фенологические карты.—В кн. Атлас Армянской ССР. Ереван—М.: Изд-во АН Арм. ССР—ГУГК, 1961, с. 34—36.
3. *Беручашвили Н. Л.* Объяснительная записка к ландшафтной карте Кавказа.—Тбилиси: Изд-во Тбилисского ун-та, 1980, ч. 1, 54 с.
4. *Гвоздик Л. Н.* Продолжительность сезонов года. Сеть гидрометеорологических станций.—В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). М.—Иркутск: ГУГК, 1967, а, с. 40.
5. *Гвоздик Л. Н.* Сезонная динамика ландшафтов.—В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). М.—Иркутск: ГУГК, 1967 б, с. 74—75.
6. *Гвоздик Л. Н., Михайлов Ю. П.* Методы и опыт картографирования сезонной динамики ландшафтов Забайкалья.—Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, 1965, вып. 10, с. 23—31.
7. *Краукліс А. А.* Динамика геосистем на ландшафтных картах.—Изв. ВГО, 1981, т. 113, вып. 5, с. 385—393.
8. *Лынов Ю. С.* Летняя депрессия в сезонном развитии растений в горных районах Средней Азии.—Бюлл. Гл. ботанического сада 1982, вып. 128, с. 28—31.
9. *Мкртчян Р. С., Айрапетян Ф. П.* Календарь природы Армении, (на арм. яз.).—Ереван: Айастан, 1976, 266 с.
10. Справочник по климату СССР, вып. 16. Армянская ССР, ч. II. Л.: Гидрометеоиздат, 1966, 214 с.
11. Справочник по климату СССР, вып. 16. Армянская ССР, ч. IV. Л.: Гидрометеоиздат, 1969, 194 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 58—62.

УДК:553.98:551.781(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. Н. КУРГИНЯН, А. В. ЖУКОВА

КАТАГЕНЕЗ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИЕРЕВАНСКОГО ПРОГИБА

Впервые связь нефтегазоносности с метаморфизмом углей была показана Х. Роджерсом в теории углеродного коэффициента в 1860, 1863 гг. Согласно этой теории, нахождение нефтяных и газовых залежей возможно при определенных величинах углеродного коэффициента; для разных регионов он составляет 70—80% по Д. Уайту, до 70% по Ф. Фуллеру, 50—60% по В. С. Вышемирскому, не более 60% по В. В. Веберу и т. д. Однако, угольные месторождения далеко не всегда присутствуют в нефтегазоносных районах и это ограничивало применение метода углеродного коэффициента. М. Тейхмюллер [23] микропетрографическими методами изучила метаморфизм углистых включений в нефтесодержащих породах и показала возможность применения этих материалов как нефтепоискового признака в случае отсутствия в районе угольных месторождений. Обугленные растительные остатки стали широко использоваться [1—5, 10—13, 15, 17—20] в качестве индикатора степени катагенетического изменения рассеянного органического вещества (РОВ).

Установление стадийности и зональности нефте-и газообразования в осадочных бассейнах, открытие Н. Б. Вассоевичем [6] главной фазы нефтеобразования (ГФН) и С. Г. Неручевым и др. [8] главной фазы газообразования (ГФГ), приуроченность основных этапов генерации УВ к определенным градациям катагенеза ($МК_1$-$МК_2$-ГФН, $МК_3$-$МК_5$-$АК_1$-ГФГ)[1] обусловили важность изучения катагенеза РОВ.

Прямая связь нефтегазоносности со степенью катагенеза РОВ определила постановку наших исследований, в задачу которых входило оценить степень катагенеза РОВ в палеогеновых отложениях Приереванского прогиба.

---

[1] Для обозначения постседиментационных изменений РОВ пользуются преимущественно термином катагенез и номенклатурой для его обозначения—ПК, МК, АК (прото-, мезо-, апокатагенез), сопоставляя ее со стадиями углефикации (Б, Д, Г и т. д.)—буроугольная, длиннопламенная, газовая и т. д. [9].

Изученные отложения слагают Шорахбюрскую антиклиналь, расположенную в Еревано-Ордубадском интрагеосинклинальном прогибе; последний заложен в среднеальпийском подэтапе геосинклинального развития Малого Кавказа на варисском платформенном основании и выполнен мощным комплексом верхнемеловых и палеогеновых отложений. Скважина 1—Шорахбюр пройдена в присводовой части Шорахбюрской антиклинальной складки на западе Еревано-Ордубадского антиклинория, где мощность осадочного чехла составляет более 6500 м. Скважиной вскрыты: нижняя молассовая формация нижнего олигоцена мощностью 390 м, карбонатно-терригенная флишевая субформация верхнего эоцена мощностью 1220 м, среднеэоценовая пирокласто-осадочная флишоидная субформация мощностью 1400 м, терригенно-карбонатная флишевая субформация нижнего эоцена-палеоцена мощностью 1245 м. При реконструкции палеоглубин погружения отложений, по данным указанной скважины, принято, что в процессе инверсии было размыто около двух километров отложений (0,4 км—верхнего эоцена, 0,8 км—олигоцена и 0,8 км—миоцена).

Материалом углепетрографических исследований послужила коллекция керна с глубины 1300—1735 м (табл. 1). Она состояла из песчаников, глин и паратуффитов с включениями обугленных растительных остатков. Для определения степени катагенеза РОВ в стандартных наборах иммерсионных жидкостей были замерены показатели преломления витринита с условной точностью 0,006. Параллельно приведены соответствующие показатели величины его отражательной способности [14]. Градации катагенеза РОВ установлены по шкале С. Г. Неручева и др. [9]. Для двух образцов песчаника (глубина 1681 и 1687,9 м) в лаборатории парагенетических связей ИГиРГИ были определены показатели отражения витринита и по ним ориентировочная палеотемпература. Изучение генетических и структурных взаимоотношений минеральных компонентов проводилось в иммерсионных препаратах и шлифах; фракция $<0{,}001$ мм исследовалась электронно-микроскопическим и рентгеновским методами. Образцы сняты на установке ДРОН-2 на Со излучении, при скорости сканирования 2° в минуту; исследованы природные образцы и насыщенные глицерином.

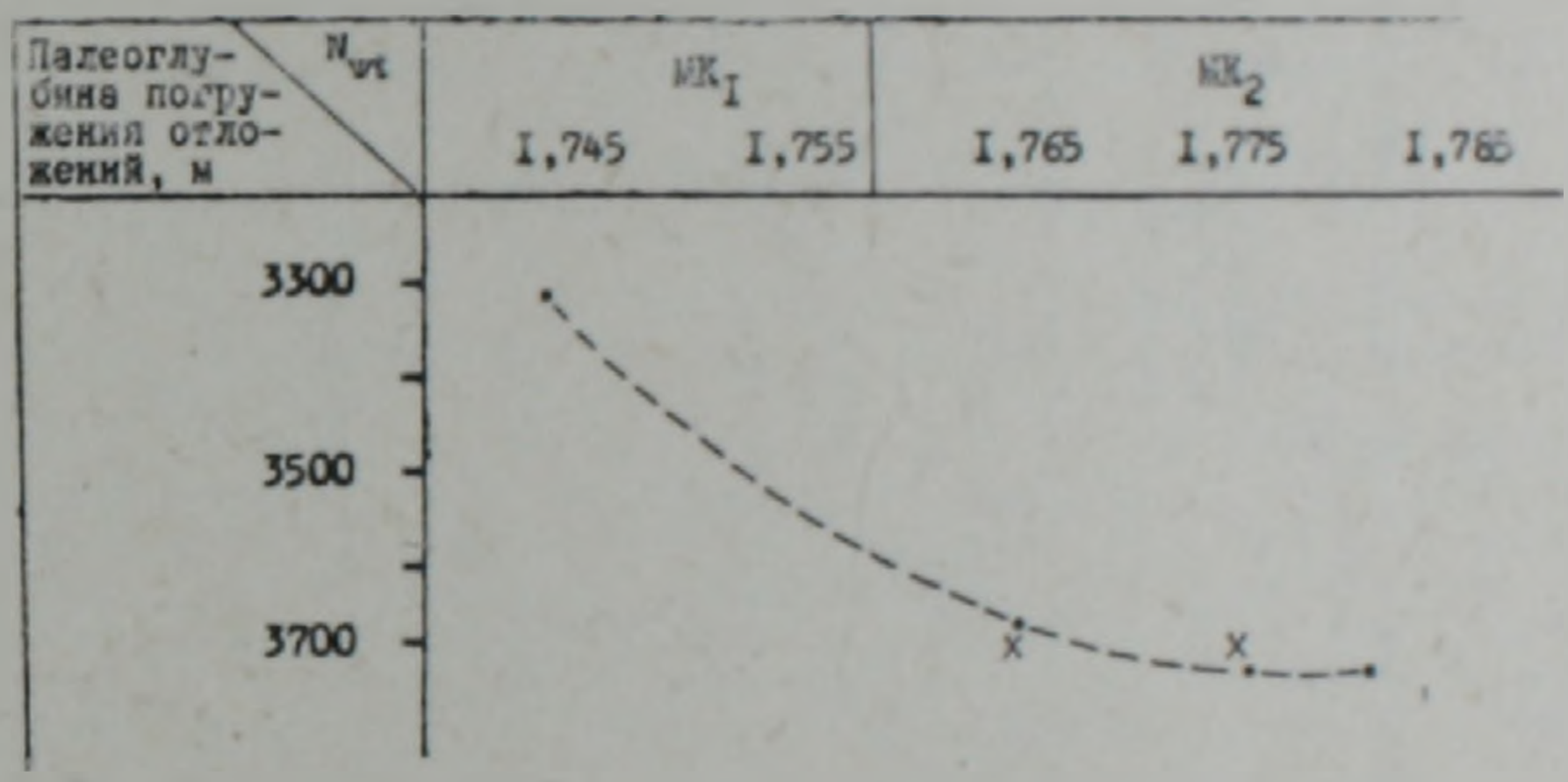


Рис. 1. Зависимость показателя преломления витринита обугленных растительных остатков от палеоглубины погружения отложений палеогена Приереванского прогиба (по скв. 1—Шорахбюр); х—данные ИГиРГИ.

Как следует из полученных данных (см. табл. 1, рис. 1), до палеоглубин примерно 3300 м градации катагенеза РОВ—$МК_1$(Д), до 3700 м—МК —$МК_2$ (ДГ—Г), граница между $МК_1$ и $МК_2$ проходит примерно на палеоглубине 3600 м. Таким образом, градации катагенеза РОВ, соответствующие возможному проявлению ГФН, альпийских областей зона ГФН фиксируется на глубинах 3—5 км [13]. Замеры современных глубинных температур по скважине показывают от 59,5°С на глубине 1300 м и до 79,5° на глубине 2600 м. Если сопоставить их с приблизительными палеотемпературами, полученными по величинам отражательной способности витринита [7], то можно говорить об остывании этих пород. По-видимому, в палеогене температуры были значительно выше, вследствие интенсивной вулканической деятельности, но затем уменьшились при инверсии.

На закономерности распределения нефти и газа, кроме степени катагенеза ОВ, оказывает определенное влияние и катагенез вмещающих ОВ пород. Изучение генетических и структурных взаимоотношений минеральных компонентов по разрезу скважины показало, что все катагенетические изменения пород соответствуют начальной стадии катагенеза. Диагностирован монтмориллонит как породообразующий глинистый минерал, устойчиво сохраняющийся на палеоглубинах 3000—3700 м. Трансформации монтмориллонита в гидрослюду, очевидно, препятствует высокая скорость осадконакопления, быстрая консервация поступающего в бассейн терригенного материала [16]. Сохранение монтмориллонита должно положительно влиять на экранирующие свойства глинистых пород.

Породы, слагающие флишоидную туфогенную субформацию среднего эоцена, обладают, в целом, низкими емкостными свойствами (открытая пористость варьирует от 4,0 до 8,4%) и практически непроницаемы (газопроницаемость составляет тысячные доли миллидарси).

Таблица 1

Степень катагенеза рассеянного органического вещества в палеогеновых отложениях Приереванского прогиба (скв.—1 Шорахбюр)

Глубина отбора образцов	Максимальная глубина погружения отложений, *м*	Порода	Возраст, свита	Данные замеров температур по скважине	Величина показателя преломления витринита (N_{vt})	α 10 Ка %	Градации катагенеза обугленных растительных остатков по N_{vt}	Примечания
1310—1313	≈3300	Глина	верхний эоцен карбонатно-терригенная свита	1300*м*—59,5°С	1,746	73,9	$МК_1$(Д)	
1681	≈3680	песчаник		1600*м*—65,8°С	1,767 (1,761—1,773)	77,5		
1681	≈3680	песчаник	средний эоцен	1700*м*—67,2°С	1,765	77	$МК_{1-2}$(ДГ)	данные ИГи РГИ — 10 R^a=77%, палеотемпература ≈130°С
1687,9	≈3690	песчаник	флишоидная туфогенная свита	1800*м*—68,4°С	1,775	79		данные ИГиРГИ 10 R^a=79%, палеотемпература ≈140°
1712—1720	≈3720	неотсортированная песчаная порода		2600*м*—79,5°С	1,773—1,783	78,6 —79,3	$МК_{2-3}$—$МК_3$ (ДГ—Г)	
1734—1735	≈3740	неотсортированная песчаная порода			1,783(?)	79,3	$МК_2$(Г)	витрен не очень типичный

В заключение следует отметить—катагенез обугленных растительных остатков по разрезу палеогеновых отложений Шорахбюрской антиклинали позволяет предполагать, что эти отложения на палеоглубинах от 3300 м и более, по-видимому, прошли ГФН и могли служить источником УВ. Это подтверждается найденными проявлениями нефти в скв 1—Шорахбюр на глубине 3474—3589 м и в скв. 31-Шорахбюр на глубине 730—1800 м, пробуренной в сводовой части Шорахбюрской структуры на 380 м севернее скв. 1—Шорахбюр. Кроме того, исследованные породы находятся на стадии термокатагенетической преобразованности, благоприятной для размещения в них месторождений нефти [7].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
ВНИГРИ

Поступила 27.V. 1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аммосов И. И.* Литификация и нефтеносность.—В кн.: Петрология углей и парагенез горючих ископаемых. М.: «Наука», 1967, с. 5—80.
2. *Аммосов И. И., Горшков В. И.* Взаимосвязь катагенеза и нефтегазоносности отложений Западно-Сибирской низменности.—В кн.: Рассеянные включения угля в осадочных породах. М.: Наука, 1969, с. 5—80.
3. *Аммосов И. И., Горшков, В. И.* Палеотемпература нефтеносных пород.—В кн.: Проблемы диагностики условий и зон нефтеобразования. М.: 1971, с. 19—30.
4. *Аммосов И. И., Еремин И. В.* Палеотемпература главного этапа нефтеобразования.—В кн.: Проблемы диагностики условий и зон нефтеобразования. М.: 1971, с. 5—18.
5. *Аммасов И. И., Горшков В. И.. Гречишников Н. П., Калмыков Г. С.* Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей. М.: Недра, 1977. 156 с.
6. *Вассоевич Н. Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние).—Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 11, с. 135—156.
7. Методическое руководство по определению показателя палеотемператур преобразования осадочных отложений в связи с их нефтеносностью. Миннефтепром. ИГиРГИ, 1979. 55 с.
8. *Неручев С. Г., Рогозина Е. А., Капченко Л. Н.* Главная фаза газообразования—один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого РОВ.—Геология и геофизика, 1973, № 10, с. 14—17.
9. *Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б.. Лопатин Н. В. О* шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием.—В кн.: Труды XXV сессии Между-нар. геол. конгресса. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 47—62.
10. *Парпарова Г. М.* Изучение рассеянного органического вещества пород петрографическими методами.—Тр. ВНИГРИ, вып. 220, сб. № 8, Л.: 1963, с. 273—302.
11. *Парпарова Г. М.* Метаморфизм органического вещества мезозойских отложений Сургутского района (Западно-Сибирская низменность).—Геология и геофизика, 1966, № 7, с. 11—23.
12. *Парпарово Г. М., Чистякова А. С., Крылова Л. И.* Методика углепетрографического исследования остаточного органического вещества пород.—Литология и полезн. ископаемые, 1966, № 5, с. 140—141.
13. *Парпарова Г. М., Неручев С. Г., Жикова А. В. и др.* Катагенез и нефтегазоносность. Л.:Недра, 1981, 240 с.
14. *Сарбеева Л. И.* Оптические свойства и микротвердость микрокомпонентов углей.—В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975, с. 54—78.
15. *Тришков П. А.* Метаморфизм органического вещества в мезозойских отложениях центральной части Зап.-Сибирской низменности.—В кн.: Геология нефтегазоносных районов Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Труды СНИИГГиМС, вып. 47, 1966, с. 156—166.
16. *Хеиров М. Б.* Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 8, с. 144—151.
17. *Bostick N.* Time asa factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles)—Reprinted from Congres International de Geologie du Carbonifere Krefelo Septieme. August 23—28, 1971. Comte Rendv 1973, vol. 2, p. 183—193
18. *Bostick N.* Phytorlasts as indluators of thermal metamorphism, Franciscan Assemblage and Great Valley Sequence (Upper Mesozoic), California.—Geological Society of America, Special Paper, 153. 1974, p. 1—16.
19. *Bostick N., Foster G. N.* Comparison of vttrinite reflectance in coa Ls seams and in Kerogen of sandstones, shales and limestones in the same part of a sedimentary section. „Petrographie matiere organique des sediments velations paleotemperature et potentee petrolier". Paris, 1975, p 13—25.
20. Castano I., *Sparks D.* Interpretation of vitrinite reflectance mesurement in sedimentary rocks and determination of burial history using vitrinite Reflectance and authigenic minerals —Geological Society of America, Special Paper, 153, 1974, p. 31—51.

21. *Rogers H. D.* Coal and petroleum. Harpner's new monthly Mag. 27, 1863. p. 259.
22. *Rogers H. D.* On the distvibution and probably origin of the petroleum, or rock oil, of Pennsylvania. New-York, and Ohio Proc. philos., Soc., Glasgow, 1860, p. 355—359.
23. *Telmchüller M.* Metamorphisme du charbon et prospection du petrole. Revue Ind. Minerale. Paris. 1958. Num. spec., 99—112, discuss. 112—113.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 62—64

УДК:550.837+551.3.053

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. О. ГАЗАРЯН, Р. К. ГАСПАРЯН, Л. Н. АНДРОНОВА, Л. А. ЖУК

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ КАРСТА В УСЛОВИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

На территории Армянской ССР на протяжении многих лет был выявлен целый ряд карстовых пещер. Однако лишь в 1981 году после случайного вскрытия карстовой полости во время строительства автомобильной дороги вблизи села Мозров, Ехегнадзорского района, было начато планомерное спелеологическое, структурно-геологическое и литологическое ее исследование.

В республике до настоящего времени специальные геофизические исследования по выявлению и изучению карста практически не проводились. Поэтому первые работы имели свои специфические особенности и трудности. Известно, что многообразие и изменчивость факторов, определяющих закономерности распределения и развития карста, предопределяют в каждом конкретном случае с учетом инженерно-геологических, гидрогеологических и геоморфологических условий данной территории применение целого комплекса геолого-карстологических, спелеологических и геофизических методов разведки.

Как показали исследования советских и зарубежных геофизиков, применение методов разведочной геофизики для решения задач, связанных с изучением карстовых полостей, влечет за собой необходимость разработки разнообразных методических приемов полевых наблюдений, способов интерпретации получаемых данных, а также рационального комплексирования геофизических методов.

Следует отметить, что для геофизических методов разведки, особенно для электроразведки, наиболее трудной задачей является выявление и изучение карстовых образований непосредственно внутри карбонатных пород, а также в их кровле, когда они перекрыты толщей четвертичных отложений. Обычно крупные карстовые полости рассматриваются как инородные тела в относительно неоднородной системе. При этом незаполненная карстовая полость играет роль изолятора с высоким электрическим сопротивлением, а заполненная—роль проводника.

Опытно-методические инженерно-геофизические исследования на участке Мозров методами электроразведки были начаты параметрическими замерами на обнажениях горных пород, а также рекогносцировочными вертикальными электрическими зондированиями непосредственно над пещерами и в местах развития пород, не затронутых процессами карстообразования. Такие места уточнялись согласно результатам предварительных геолого-геоморфологических и спелеологических изысканий. Было выяснено, что на исследуемом участке имеет место определенная дифференциация пород по их электрическим свойствам. Как и следовало ожидать, известнякам присущи более высокие значения электрических сопротивлений, достигающие 2500 *Ом.м*. Однако, полевые измерения показали, что местами на изучаемой территории их сопротивление составляет несколько десятков омметров.

Для решения основной задачи по выявлению карстовых пустот на сравнительно небольшой площади участка пещеры Мозров было поставлено более 10 точек вертикальных электрических зондирований с максимальными разносами питающих электродов до 300 *м*. При этом было установлено, что не всегда на кривых ВЭЗ карстовые пустоты четко отображаются. В этой связи наиболее положительные результаты могут быть получены при применении зондирования методом вычитания полей (ЗМВП). Не вдаваясь в детали основных принципов интерпретации кривых ЗМВП, отметим, что наблюдаемое искажение кривых, т. е. интервалы, где графики терпят разрыв, может быть вызвано наличием в толще карстующихся пород неоднородностей в виде карстовых пустот.

Возможности метода вычитания полей при поисках карстовых пустот в карбонатных породах показаны на рис. 1, где представлены результаты натурного моделирования. Согласно схематическому разрезу, представленному по данным спелеологических изысканий, кровля самой пещеры в точке вертикального электрического зондирования № 1 находится на глубине 5 *м*. Несмотря на то, что здесь размеры пещеры соизмеримы с мощностью вышележащей толщи пород, на кривой ρ_k метода ВЭЗ она практически не отображается, что объясняется состоянием изучаемой полости, которая является совершенно сухой и не заполнена переотложенным материалом. Этот факт лишний раз доказывает определенную трудность картирования карста в карбонатных породах методом постоянного тока из-за высоких электрических сопро-

21. *Rogers H. D.* Coal and petroleum. Harpner's new monthly Mag. 27, 1863. p. 259.
22. *Rogers H. D.* On the distvibution and probably origin of the petroleum, or rock oil, of Pennsylvania. New-York, and Ohio Proc. philos., Soc., Glasgow, 1860, p. 355—359.
23. *Telmchüller M.* Metamorphisme du charbon et prospection du petrole. Revue Ind. Minerale. Paris. 1958. Num. spec., 99—112, discuss. 112—113.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 62—64

УДК:550.837+551.3.053

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. О. ГАЗАРЯН, Р. К. ГАСПАРЯН, Л. Н. АНДРОНОВА, Л. А. ЖУК

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ КАРСТА В УСЛОВИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

На территории Армянской ССР на протяжении многих лет был выявлен целый ряд карстовых пещер. Однако лишь в 1981 году после случайного вскрытия карстовой полости во время строительства автомобильной дороги вблизи села Мозров, Ехегнадзорского района, было начато планомерное спелеологическое, структурно-геологическое и литологическое ее исследование.

В республике до настоящего времени специальные геофизические исследования по выявлению и изучению карста практически не проводились. Поэтому первые работы имели свои специфические особенности и трудности. Известно, что многообразие и изменчивость факторов, определяющих закономерности распределения и развития карста, предопределяют в каждом конкретном случае с учетом инженерно-геологических, гидрогеологических и геоморфологических условий данной территории применение целого комплекса геолого-карстологических, спелеологических и геофизических методов разведки.

Как показали исследования советских и зарубежных геофизиков, применение методов разведочной геофизики для решения задач, связанных с изучением карстовых полостей, влечет за собой необходимость разработки разнообразных методических приемов полевых наблюдений, способов интерпретации получаемых данных, а также рационального комплексирования геофизических методов.

Следует отметить, что для геофизических методов разведки, особенно для электроразведки, наиболее трудной задачей является выявление и изучение карстовых образований непосредственно внутри карбонатных пород, а также в их кровле, когда они перекрыты толщей четвертичных отложений. Обычно крупные карстовые полости рассматриваются как инородные тела в относительно неоднородной системе. При этом незаполненная карстовая полость играет роль изолятора с высоким электрическим сопротивлением, а заполненная—роль проводника.

Опытно-методические инженерно-геофизические исследования на участке Мозров методами электроразведки были начаты параметрическими замерами на обнажениях горных пород, а также рекогносцировочными вертикальными электрическими зондированиями непосредственно над пещерами и в местах развития пород, не затронутых процессами карстообразования. Такие места уточнялись согласно результатам предварительных геолого-геоморфологических и спелеологических изысканий. Было выяснено, что на исследуемом участке имеет место определенная дифференциация пород по их электрическим свойствам. Как и следовало ожидать, известнякам присущи более высокие значения электрических сопротивлений, достигающие 2500 *Ом.м*. Однако, полевые измерения показали, что местами на изучаемой территории их сопротивление составляет несколько десятков омметров.

Для решения основной задачи по выявлению карстовых пустот на сравнительно небольшой площади участка пещеры Мозров было поставлено более 10 точек вертикальных электрических зондирований с максимальными разносами питающих электродов до 300 *м*. При этом было установлено, что не всегда на кривых ВЭЗ карстовые пустоты четко отображаются. В этой связи наиболее положительные результаты могут быть получены при применении зондирования методом вычитания полей (ЗМВП). Не вдаваясь в детали основных принципов интерпретации кривых ЗМВП, отметим, что наблюдаемое искажение кривых, т. е. интервалы, где графики терпят разрыв, может быть вызвано наличием в толще карстующихся пород неоднородностей в виде карстовых пустот.

Возможности метода вычитания полей при поисках карстовых пустот в карбонатных породах показаны на рис. 1, где представлены результаты натурного моделирования. Согласно схематическому разрезу, представленному по данным спелеологических изысканий, кровля самой пещеры в точке вертикального электрического зондирования № 1 находится на глубине 5 *м*. Несмотря на то, что здесь размеры пещеры соизмеримы с мощностью вышележащей толщи пород, на кривой ρ_k метода ВЭЗ она практически не отображается, что объясняется состоянием изучаемой полости, которая является совершенно сухой и не заполнена переотложенным материалом. Этот факт лишний раз доказывает определенную трудность картирования карста в карбонатных породах методом постоянного тока из-за высоких электрических сопро-

тивлений последних. Однако, в отличие от кривой $\rho_к$ метода ВЭЗ отрицательным значением кривой $\rho_т$ метода вычитания полей на глубине 4—10 *м* фиксируется карстовая пустота.

Выбор участков, где могут иметь место карстовые пустоты, должен осуществляться после соответствующего геокартирования исследуемой территории геофизическими методами разведки. При этом из электроразведочных методов может быть рекомендовано электропрофилирование на переменном токе.

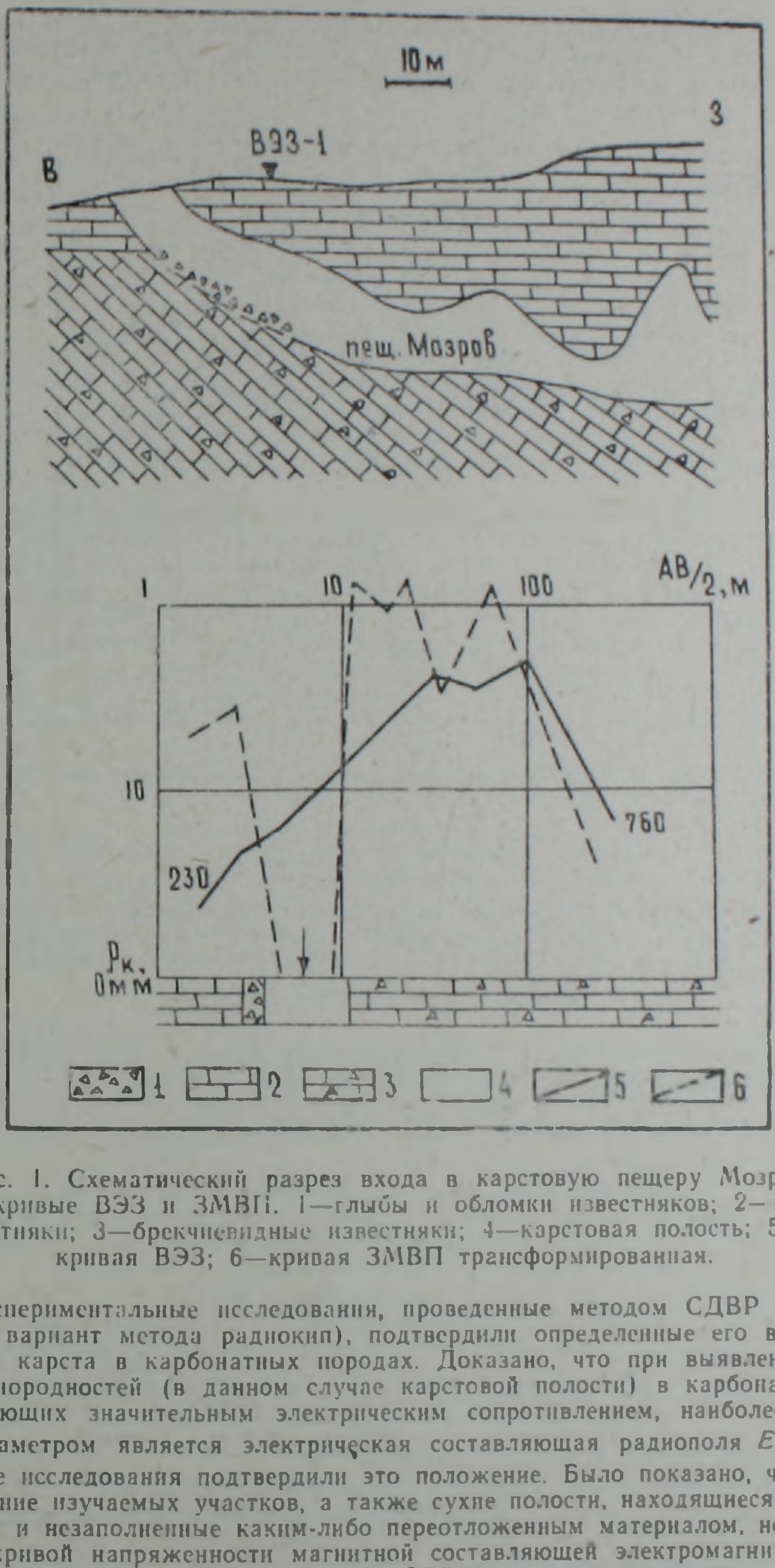


Рис. 1. Схематический разрез входа в карстовую пещеру Мозров и кривые ВЭЗ и ЗМВП. 1—глыбы и обломки известняков; 2—известняки; 3—брекчиевидные известняки; 4—карстовая полость; 5—кривая ВЭЗ; 6—кривая ЗМВП трансформированная.

Так, экспериментальные исследования, проведенные методом СДВР (сверхдлинноволновый вариант метода радиокип), подтвердили определенные его возможности при поисках карста в карбонатных породах. Доказано, что при выявлении высокоомных неоднородностей (в данном случае карстовой полости) в карбонатных породах, обладающих значительным электрическим сопротивлением, наиболее информативным параметром является электрическая составляющая радиополя E_x. Опытно-методические исследования подтвердили это положение. Было показано, что геологическое строение изучаемых участков, а также сухие полости, находящиеся на небольшой глубине и незаполненные каким-либо переотложенным материалом, не вызывают искажения кривой напряженности магнитной составляющей электромагнитного поля. В связи с этим основные работы методом СДВР были сосредоточены на измерении напряженностей электрических составляющих (E_x, E_y) электромагнитного поля радиостанции, работающей на частоте 17,8 *кГц*. Измерения E_x и E_y (или E_r) осуществлялись с помощью незаземленной на концах или несимметрично заземленной на концах приемной антенны различной длины по общепринятой методике. При этом использовалась аппаратура СДВР-4, разработанная и изготовленная в ЦНИГРИ.

На рис. 2 представлена карта распределения E_x, которая была получена при измерении E_x с несимметрично заземленной на концах приемной антенной общей

длиной 15 *м*. На этой карте видно, что южнее профиля III и входа в пещеру четко выделяются изолинии с высокими значениями E_x. Именно здесь на небольшой глубине располагается известная карстовая полость. Кроме того, восточнее входа в пещеру наблюдается аномальная зона со значением E_x до 35 *мкВ/м*. После детальных спелеологических изысканий было установлено, что выявленная аномальная зона действительно приурочена к неизвестной до этого времени полости.

В заключение, анализируя результаты исследований, можно отметить, что поиски карста в столь сложных геологических условиях могут быть эффективными при правильном комплексировании электроразведочных методов, способствующих однозначному решению поставленной задачи. Для успешного поиска карста в карбонатных породах можно рекомендовать следующий цикл электроразведочных работ на постоянном и переменном токе:

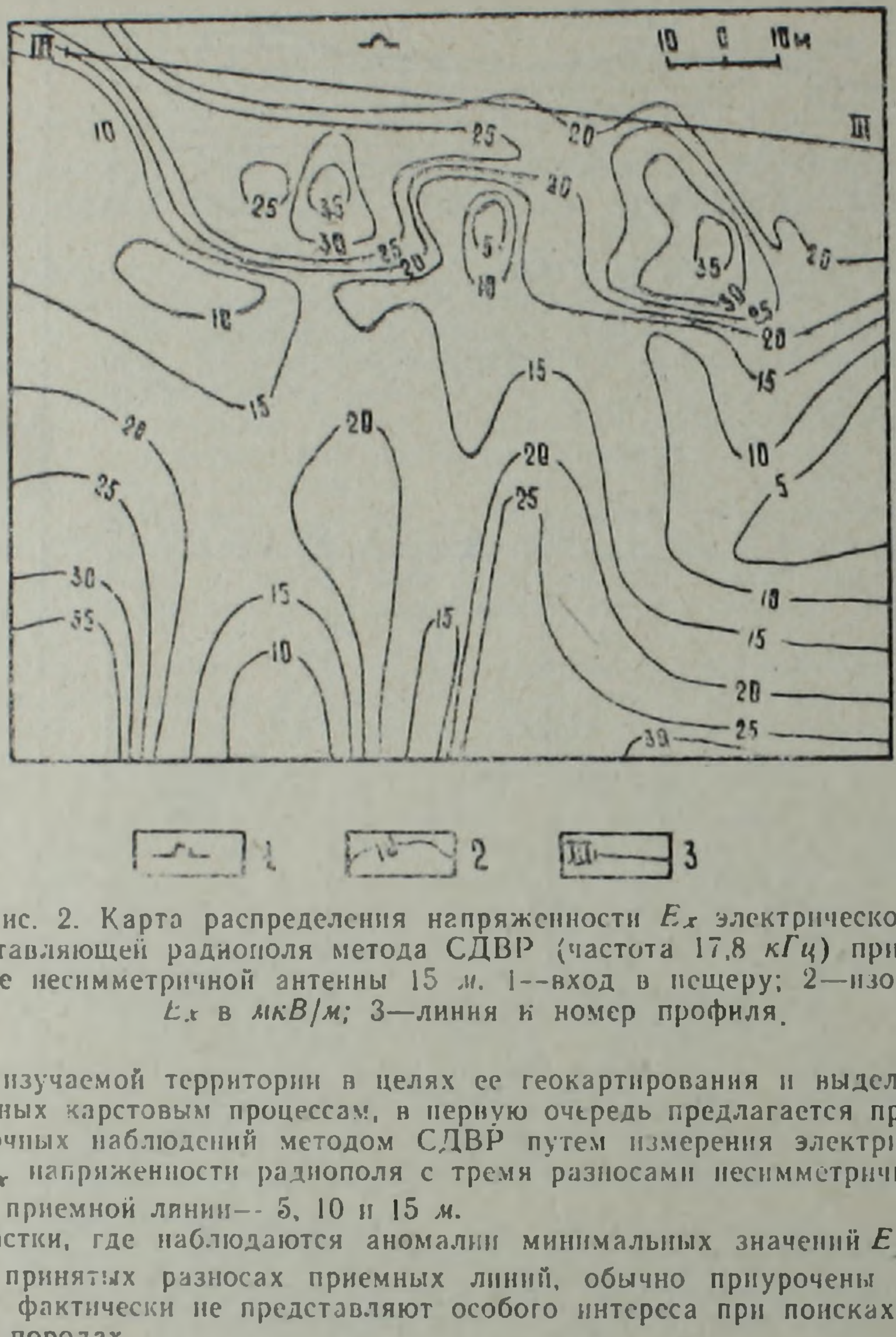


Рис. 2. Карта распределения напряженности E_x электрической составляющей радиополя метода СДВР (частота 17,8 *кГц*) при длине несимметричной антенны 15 *м*. 1—вход в пещеру; 2—изолинии E_x в *мкВ/м*; 3—линия и номер профиля.

1. На изучаемой территории в целях ее геокартирования и выделения участков, подверженных карстовым процессам, в первую очередь предлагается проведение электроразведочных наблюдений методом СДВР путем измерения электрической составляющей E_x напряженности радиополя с тремя разносами несимметрично заземленной на концах приемной линии— 5, 10 и 15 *м*.

2. Участки, где наблюдаются аномалии минимальных значений E_x, полученных при трех принятых разносах приемных линий, обычно приурочены к низкоомным породам и фактически не представляют особого интереса при поисках карста в карбонатных породах.

3. Участки, где наблюдаются аномалии максимальных значений E_x, полученных при тех же трех разносах приемных линий, большей частью приурочены к высокоомным неоднородностям и подлежат в дальнейшем проверке контрольными точками ВЭЗ с определенным сгущением разносов питающих линий, учитывающим возможность пересчета кривой ρ_k метода ВЭЗ в кривую ρ_T метода вычитания полей, что позволит выяснить вопрос происхождения данной аномалии (вызвана ли она высокоомными породами или карстовой полостью).

4. Особого внимания заслуживают те аномалии электрической составляющей, которые на каком-либо участке одновременно отмечаются как максимальными значениями E_x при одном или двух разносах приемной линии (5 и 10 *м*), так и минимальными значениями E_x при разносе приемной линии 15 *м*. Так как такие участки также могут быть приурочены к карстовым пустотам, то и они подлежат проверки точками ВЭЗ с последующим пересчетом кривой ρ_k в кривую ρ_T.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI. 1986.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 65—66.
УДК 551.21:550.36(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

М. С. БАДАЛЯН

ПЕРИФЕРИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА АРМЯНСКОЙ ССР КАК ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ

Периферические (вторичные) магматические очаги молодого вулканизма, как и всякие другие крупные приповерхностные магматические тела, внедренные в недалеком геологическом прошлом, могут являться источниками огромных ресурсов геотермальной энергии.

Вероятность наличия в недрах Армянской ССР магматических очагов с высокими тепловыми запасами на основании анализа вулканических событий верхнеплиоцен-голоценового времени в принципе показана в работе [7]. Однако реальная оценка петрогеотермальных ресурсов (запасов глубинного тепла, эксплуатация которых экономически целесообразна современными технологическими средствами), связанных с магматическими очагами, возможна лишь при наличии конкретных сведений о последних и, в первую очередь, о современных температурных условиях очагов. На пути решения этой задачи существенное значение имеют определение размеров и глубины залегания периферических магматических очагов, а также оценка времени их «активной жизни». Именно эти вопросы рассматриваются в настоящей заметке на основе магнитометрических данных.

Первая попытка выявления и оценки глубины залегания вторичных магматических очагов по геофизическим данным сделана в работе [1]. В результате анализа изменения аномального магнитного поля по высоте в указанной работе было показано, что интенсивные магнитные аномалии, наблюденные в вулканических районах при повысотной аэромагнитной съемке, связаны с крупными магнитоактивными телами, имеющими глубокие корни. Там же было высказано предположение, что эти тела представляют собой застывшие вторичные магматические очаги новейших вулканических проявлений Гегам-Сюникской зоны. Несложными расчетами было найдено, что глубина залегания верхней кромки указанных тел составляет 2—5 *км* от поверхности земли.

В дальнейшем, появление более детальных и высокоточных аэромагнитных материалов (Самойлюк и др., 1976) позволило провести более сложные и точные расчеты глубины залегания и размеров магнитоактивных тел, основанные на решении прямой задачи магниторазведки и сопоставлении теоретических аномалий с наблюденными. Согласно этим расчетам [3], выполненным для двухмерного[1] случая, аномалиеобразующие тела имеют довольно большие размеры—площадь поперечного сечения для большинства из них составляет около 20 $км^2$, а в отдельных случаях достигает 50 $км^2$. Глубина залегания верхней поверхности для разных тел меняется от 1 *км* выше уровня моря до 3 *км* ниже уровня моря, что в общем соответствует результатам прежней оценки [1]. Глубина залегания нижней поверхности отдельных тел достигает 8 *км*, считая от уровня моря.

В результате этих расчетов определены также наивероятные значения суммарной намагниченности источников аномалий. Интенсивность намагничивания разных тел оказалась различной и менялась в пределах от $2{,}5 \cdot 10^{-3}$ до $7{,}8 \cdot 10^{-3}$ СГС, что примерно соответствует эффективной намагниченности андезитовых и андезито-базальтовых вулканов [2].

Также важно отметить, что аномалиеобразующие объекты показывают нормальную намагниченность. Отсюда следует, что остывание тел до температур ниже точки Кюри происходило в современную магнитную эпоху (Брюннеса), т. е. не более чем 0,6—0,7 *млн. лет* назад. В предыдущую эпоху Матуямы (интервал времени 2,3—0,6 *млн. лет* назад) магнитное поле Земли имело направление, обратное современному. В случае остывания до температуры ниже точки Кюри в эту эпоху указанные тела должны были иметь обратную намагниченность и обуславливать отрицательные магнитные аномалии.

При расчетах направление намагниченности источников аномалии по некоторым соображениям принималось вертикальным. Однако для некоторых тел максимального совпадения формы теоретических и наблюденных аномалий удавалось достигать только тогда, когда направление вектора намагниченности принималось близким к направлению современного геомагнитного поля. Отсюда можно предполагать, что переход температур через точку Кюри происходил сравнительно недавно, возможно даже в голоцене.

Таким образом, приведенные новые данные подтверждают ранее сделанное предположение о характере источников магнитных аномалий. По магнитным свойствам они соответствуют составу главных изверженных пород, а по расположению, в общем, контролируют новейшие вулканические проявления от Арагацкого массива до Сюникского нагорья. Судя по этим признакам, отмеченные тела (или, во всяком слу-

[1] В настоящее время закончен также трехмерный вариант интерпретации наблюденных аномалий, результаты которой пока не опубликованы. Согласно этим расчетам объемы источников отдельных аномалий меняются в пределах от первых десятков до 180 $км^3$.

чае, некоторые из них) могут быть рассмотрены как застывшие (остывающие) периферические магматические очаги.

Говоря о возможности существования таких крупных периферических магматических очагов в верхних слоях земной коры надо отметить, что подобные очаги (с размерами от 2 до 10—15 *км* в поперечнике) на различных глубинах (начиная от 1.5 до 2.0 *км* от поверхности) геофизическими методами обнаружены и в других областях молодого и современного вулканизма [4].

Выявленные магматические очаги, судя по их геометрическим параметрам и молодому возрасту активности, должны создавать локальные геотермические аномалии, выделяющиеся на фоне общего возмущения от глубинного источника. В работе [5] отмечается, что магматические тела объемом 10—100 $км^3$ и глубиной кровли 5—10 *км* в течение первых миллионов лет после их образования могут вызывать аномалии теплового потока интенсивностью от 10—20 до 100—200 $мВт/м^2$ в районе их эпицентров и на расстояниях до 10 *км* от него.

Ясно, что выделение таких локальных аномалий и использование их для достоверного определения температурных условий остывающих магматических очагов возможно лишь при наличии достаточно детальных геотермических данных. В случае появления такой возможности приведенные здесь геометрические параметры магматических очагов, полученные независимым путем, могут быть использованы в качестве исходных данных, что значительно уменьшит неопределенность решения геотермической задачи.

Некоторые предположения относительно современных температурных условий периферических магматических очагов могут быть сделаны и сейчас, на основе тех же магнитометрических данных. Так, уже тот факт, что они создают магнитные аномалии, сам по себе говорит о том, что их температура ниже точки Кюри (550—600°С). Возможно, что нижние части этих очагов имеют температуру выше точки Кюри, однако они в магнитном поле, естественно, не могли отражаться. С другой стороны, рассчитанные значения интенсивности намагничивания источников наблюденных аномалий хотя и в общем соответствуют магнитным свойствам андезитовых-андезито-базальтовых лав, однако в случае отдельных тел (наиболее крупных) эти значения ($7{,}8 \cdot 10^{-3}$ *СГС*) являются несколько повышенными для глубинных аналогов указанных пород. Одним из возможных объяснений этого явления может быть высокая температура (в интервале 200—400°С) горных пород, слагающих тело. Именно в этом интервале температур наблюдается значительное (в 1,5—2,0 раза) увеличение магнитной восприимчивости ферромагнитных минералов по сравнению с нормальными условиями [6].

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 23.VI. 1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бадалян М. С.* О возможной причинной связи геотермического и магнитного полей в области новейшего вулканизма Армянской ССР и некоторые вопросы их интерпретации.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 2, с. 75—80.
2. *Бадалян М. С.* Особенности глубинного строения вулканов Гегамского нагорья по геофизическим данным.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 2, с. 59—67.
3. *Бадалян М. С.* Особенности новейшего вулканизма Армении (по геофизическим данным). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986. 108 с.
4. *Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
5. *Гордиенко В. В., Завгородная О. В., Якоби Н. М.* Тепловой поток континентов. Киев: Наукова думка, 1982. 184 с.
6. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 347 с.
7. *Ширинян К. Г.* Возможные петрогеотермические ресурсы новейшего вулканического пояса Армянской ССР и некоторые проблемы их поисков и изучения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 3, с. 36—46.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 66—68.

УДК 624.131.550.834.015.2

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Р. ПАПЛЕВАНЯН

СПЕКТРАЛЬНЫЙ СПОСОБ УЛЬТРАЗВУКА ДЛЯ ОЦЕНКИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Если в одной точке горного массива будут последовательно возбуждаться упругие колебания на различных частотах, но одинаковой амплитуды, а в другой, на значительном расстоянии от первой, много большем длины упругой волны и они будут приниматься, то при равномерной частотной характеристике электроакустического тракта и неизменности излучателя амплитуда принимаемых колебаний будет изменяться с изменением частоты. Это эффект фильтрующего действия реальных сред, в том числе следующих факторов:

—частотная зависимость поглощения энергии упругих колебаний;

чае, некоторые из них) могут быть рассмотрены как застывшие (остывающие) периферические магматические очаги.

Говоря о возможности существования таких крупных периферических магматических очагов в верхних слоях земной коры надо отметить, что подобные очаги (с размерами от 2 до 10—15 *км* в поперечнике) на различных глубинах (начиная от 1.5 до 2.0 *км* от поверхности) геофизическими методами обнаружены и в других областях молодого и современного вулканизма [4].

Выявленные магматические очаги, судя по их геометрическим параметрам и молодому возрасту активности, должны создавать локальные геотермические аномалии, выделяющиеся на фоне общего возмущения от глубинного источника. В работе [5] отмечается, что магматические тела объемом 10—100 $км^3$ и глубиной кровли 5—10 *км* в течение первых миллионов лет после их образования могут вызывать аномалии теплового потока интенсивностью от 10—20 до 100—200 $мВт/м^2$ в районе их эпицентров и на расстояниях до 10 *км* от него.

Ясно, что выделение таких локальных аномалий и использование их для достоверного определения температурных условий остывающих магматических очагов возможно лишь при наличии достаточно детальных геотермических данных. В случае появления такой возможности приведенные здесь геометрические параметры магматических очагов, полученные независимым путем, могут быть использованы в качестве исходных данных, что значительно уменьшит неопределенность решения геотермической задачи.

Некоторые предположения относительно современных температурных условий периферических магматических очагов могут быть сделаны и сейчас, на основе тех же магнитометрических данных. Так, уже тот факт, что они создают магнитные аномалии, сам по себе говорит о том, что их температура ниже точки Кюри (550—600°С). Возможно, что нижние части этих очагов имеют температуру выше точки Кюри, однако они в магнитном поле, естественно, не могли отражаться. С другой стороны, рассчитанные значения интенсивности намагничивания источников наблюденных аномалий хотя и в общем соответствуют магнитным свойствам андезитовых-андезито-базальтовых лав, однако в случае отдельных тел (наиболее крупных) эти значения ($7{,}8 \cdot 10^{-3}$ *СГС*) являются несколько повышенными для глубинных аналогов указанных пород. Одним из возможных объяснений этого явления может быть высокая температура (в интервале 200—400°С) горных пород, слагающих тело. Именно в этом интервале температур наблюдается значительное (в 1,5—2,0 раза) увеличение магнитной восприимчивости ферромагнитных минералов по сравнению с нормальными условиями [6].

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 23.VI. 1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бадалян М. С.* О возможной причинной связи геотермического и магнитного полей в области новейшего вулканизма Армянской ССР и некоторые вопросы их интерпретации.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 2, с. 75—80.
2. *Бадалян М. С.* Особенности глубинного строения вулканов Гегамского нагорья по геофизическим данным.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 2, с. 59—67.
3. *Бадалян М. С.* Особенности новейшего вулканизма Армении (по геофизическим данным). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986. 108 с.
4. *Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
5. *Гордиенко В. В., Завгородная О. В., Якоби Н. М.* Тепловой поток континентов. Киев: Наукова думка, 1982. 184 с.
6. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 347 с.
7. *Ширинян К. Г.* Возможные петрогеотермические ресурсы новейшего вулканического пояса Армянской ССР и некоторые проблемы их поисков и изучения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 3, с. 36—46.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 66—68.

УДК 624.131.550.834.015.2

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Р. ПАПЛЕВАНЯН

СПЕКТРАЛЬНЫЙ СПОСОБ УЛЬТРАЗВУКА ДЛЯ ОЦЕНКИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Если в одной точке горного массива будут последовательно возбуждаться упругие колебания на различных частотах, но одинаковой амплитуды, а в другой, на значительном расстоянии от первой, много большем длины упругой волны и они будут приниматься, то при равномерной частотной характеристике электроакустического тракта и неизменности излучателя амплитуда принимаемых колебаний будет изменяться с изменением частоты. Это эффект фильтрующего действия реальных сред, в том числе следующих факторов:

—частотная зависимость поглощения энергии упругих колебаний;

—интерференция в слоистой среде упругих волн (продольных, поперечных, объемных), зависящая от отношения толщины слоев к длине волны и угла падения на слой;

—различие акустических жесткостей слоев;

—рассеяние энергии упругих колебаний на мелких неоднородностях и шероховатостях поверхностей раздела слоев, зависящих от соотношения длины волны и размеров неоднородностей.

В качестве носителя информации о состоянии горных пород используется изменяемый по частоте в пределах некоторой полосы частот непрерывный синусоидальный сигнал.

Горную породу можно представить как линейную инерционную систему, параметры которой (например, плотность ν, модуль Юнга E, вязкость η и др.) по пути прохождения акустической волны являются случайными величинами. В качестве характеристики такой линейной системы принимается передаточная функция—спектральная поглощающая способность горной породы. Затухание излученного спектра случайных шумов обратно пропорционально длине базы и прямо пропорционально величине частотно-зависимой поглощающей способности пород.

Каждая частица горной породы имеет свои прочностные и акустические характеристики, не сходные с таковыми других частиц. Ввиду этого, пространственное распределение свойств частиц имеет характер случайного процесса даже для вполне однородных пород.

Носителем информации о физико-механических параметрах случайно распределенных в пространстве частиц горных пород являются упругие волны (амплитуда, частота, фаза), которые изменяются во времени по случайному закону в заданных пределах.

Благодаря наличию взаимосвязи между физико-механическими (прочность, плотность, вязкость) и акустическими (скорость, затухание) параметрами спектр принятых, прошедших сквозь сечение породы упругих волн G_2 будет отличаться от исходного, излученного спектра G_1, то есть:

$$G_2(\omega)=K(\omega)\cdot G_1(\omega), \tag{1}$$

где ω—частота колебаний, $K(\omega)$—передаточная функция инерционного звена.

Зная параметры $G_1(\omega)$ и $G_2(\omega)$, можно определить $K(\omega)$, по характеристикам которой определяются физико-механические параметры.

Как следует из формулы (1), спектры $G_1(\omega)$ и $G_2(\omega)$ имеют различия ввиду фильтрующего свойства горной породы. Так как фильтрация более высокочастотных составляющих излучаемого спектра происходит тем интенсивнее, чем выше частота, то очевидно, что средняя частота принятого спектра $G_2(\omega)$ смещена в низкочастотную область.

Величину смещения средней частоты ω_0 принятого спектра можно оценить, вычислив с помощью автокорреляционной функции ее период τ на разных базах l_1 и l_2 для одной и той же горной породы.

Смещение средней частоты должно характеризовать $K(\omega)$ горной породы, являющейся функцией ее физико-механических свойств.

Непосредственное изучение принятого спектра $G_2(\omega)$ является затруднительным и поэтому удобно получить параметры спектра косвенно, выражая их через параметры корреляционной функции, используя при этом формулы перехода Фурье:

$$B(\tau)=1/2\int_{-\infty}^{\infty} G(\omega)\exp(i\omega\tau)d\omega \tag{2}$$

$$G(\omega)=1/\pi\int_{-\infty}^{\infty} B(\tau)\exp(-i\omega\tau)d\tau. \tag{3}$$

Следовательно, любое изменение состава $G(\omega)$ немедленно отразится и на параметрах корреляционной функции $B(\tau)$, период которого приближенно равен:

$$\tau_0 \simeq \frac{2\pi}{\omega_0}=\frac{1}{f_0}. \tag{4}$$

Отсюда вытекает возможность оценки физико-механических свойств горных пород посредством измерения параметров корреляционной функции, имеющих связь со спектральной поглощающей способностью горной породы $K(\omega)$.

Для оценки физико-механических свойств пород вводится показатель, характеризующий смещение средней частоты принятого спектра на единице пути прохождения упругой волны:

$$\Delta f_0=\frac{f_{01}-f_{02}}{l_1-l_2}. \tag{5}$$

Из-за случайного распределения параметров γ, E, η величина Δf_0 будет иметь дисперсию тем большую, чем больше неоднородность исследуемой среды. Поэтому резкое изменение Δf_0 связано с наличием структурных отложений в породе или тре-

щин, пор. параметры которых значительно отличаются от таких же утвержденных показателей однородной горной породы. С помощью такого метода вычисляется частота спектральной плотности f_{01}, на длине элемента горной породы, равной l_1. После этого длина уменьшается на величину Δl и измеряется частота спектральной плотности f_{01} на полученной длине $l_2=l_1-\Delta l$. Используя формулу (5), находим смещение частоты Δf_0, по которой определяются один или несколько из интересующих параметров горной породы по ранее снятым зависимостям типа

$$R=f(\Delta f_0), \qquad (6)$$

где R—интересующий физико-механический параметр, характерный для исследуемой горной породы.

Во избежание возникновения интерференционных явлений, необходимо использовать однородные по структуре образцы горных пород длиной не менее $5\lambda_0$.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI.1986.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 68—70.

УДК 550.380.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. В. ХАЧИКЯН, С. Р. ОГАНЕСЯН

ОБ АБСОЛЮТНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ГЕОМАГНИТОМЕТРАМИ РМР-2А

Протонные магнитометры являются эталонными измерителями абсолютных значений геомагнитного поля (ГМП), которые успешно используются в магнитометрии с 60-ых годов. Их принцип действия основывается на использовании явления свободной прецессии протонов в однородном магнитном поле (Ларморовая прецессия).

Согласно условию Лармора между частотой прецессии и напряженностью измеряемого магнитного поля существует прямопропорциональная зависимость.

В первых протонных геомагнитометрах, как правило, измерялся либо период сигнала прецессии, либо его частота. А абсолютное значение ГМП получалось после вычислений, проводимых по формуле:

$$T=\frac{f\cdot 2^{n+1}}{\gamma_p\cdot N}\cdot f_\omega, \qquad (1)$$

где n—разрядность счетчика;

γ_p—$0.267513\pm 2\cdot 10^{-6}c^{-1}$, гиромагнитная постоянная протонов рабочего вещества, которой могут быть дистиллированная вода, керосин, спирт, ацетон и т. д.;

f_ω—выходная частота кварцевого генератора;

N—показание счетчика.

При измерении польскими протонными магнитометрами типа РМР—2А непосредственно регистрируются периоды колебаний свободной прецессии, которые рассчитываются по прилагаемой к прибору таблице значений геомагнитного поля в *нТл*.

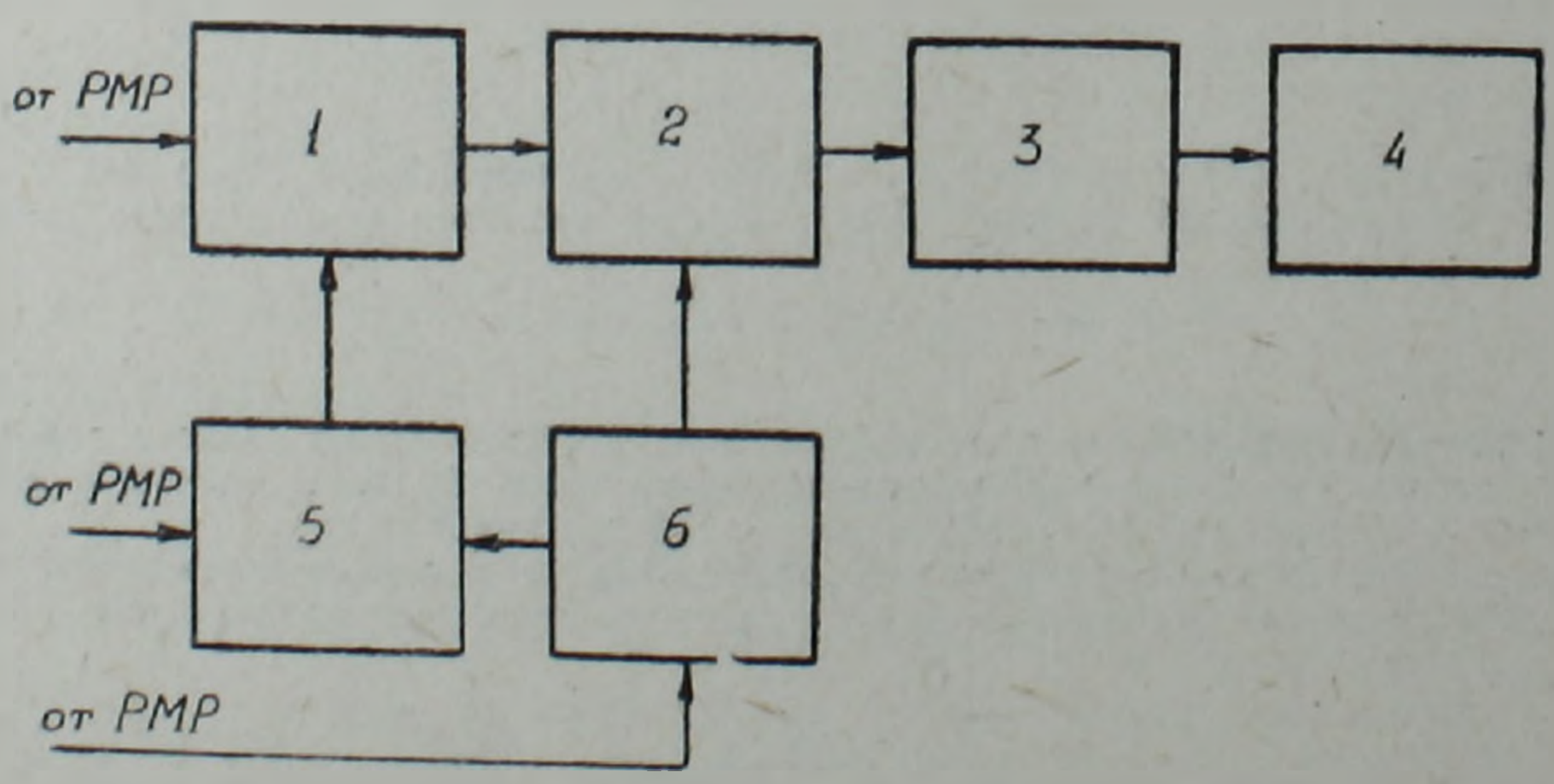


Рис. 1. Блок-схема приставки. 1—десятичный счетчик; 2—мультиплексор; 3—согласующий блок 4—микрокалькулятор; 5—блок занесения контактов; 6—блок управления.

щин, пор. параметры которых значительно отличаются от таких же утвержденных показателей однородной горной породы. С помощью такого метода вычисляется частота спектральной плотности f_{01}, на длине элемента горной породы, равной l_1. После этого длина уменьшается на величину Δl и измеряется частота спектральной плотности f_{01} на полученной длине $l_2=l_1-\Delta l$. Используя формулу (5), находим смещение частоты Δf_0, по которой определяются один или несколько из интересующих параметров горной породы по ранее снятым зависимостям типа

$$R=f(\Delta f_0), \qquad (6)$$

где R—интересующий физико-механический параметр, характерный для исследуемой горной породы.

Во избежание возникновения интерференционных явлений, необходимо использовать однородные по структуре образцы горных пород длиной не менее $5\lambda_0$.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI.1986.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 68—70.

УДК 550.380.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. В. ХАЧИКЯН, С. Р. ОГАНЕСЯН

ОБ АБСОЛЮТНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ГЕОМАГНИТОМЕТРАМИ РМР-2А

Протонные магнитометры являются эталонными измерителями абсолютных значений геомагнитного поля (ГМП), которые успешно используются в магнитометрии с 60-ых годов. Их принцип действия основывается на использовании явления свободной прецессии протонов в однородном магнитном поле (Ларморовая прецессия).

Согласно условию Лармора между частотой прецессии и напряженностью измеряемого магнитного поля существует прямопропорциональная зависимость.

В первых протонных геомагнитометрах, как правило, измерялся либо период сигнала прецессии, либо его частота. А абсолютное значение ГМП получалось после вычислений, проводимых по формуле:

$$T=\frac{f\cdot 2^{n+1}}{\gamma_p\cdot N}\cdot f_\omega, \qquad (1)$$

где n—разрядность счетчика;

γ_p—$0.267513\pm 2\cdot 10^{-6}c^{-1}$, гиромагнитная постоянная протонов рабочего вещества, которой могут быть дистиллированная вода, керосин, спирт, ацетон и т. д.;

f_ω—выходная частота кварцевого генератора;

N—показание счетчика.

При измерении польскими протонными магнитометрами типа РМР—2А непосредственно регистрируются периоды колебаний свободной прецессии, которые рассчитываются по прилагаемой к прибору таблице значений геомагнитного поля в *нТл*.

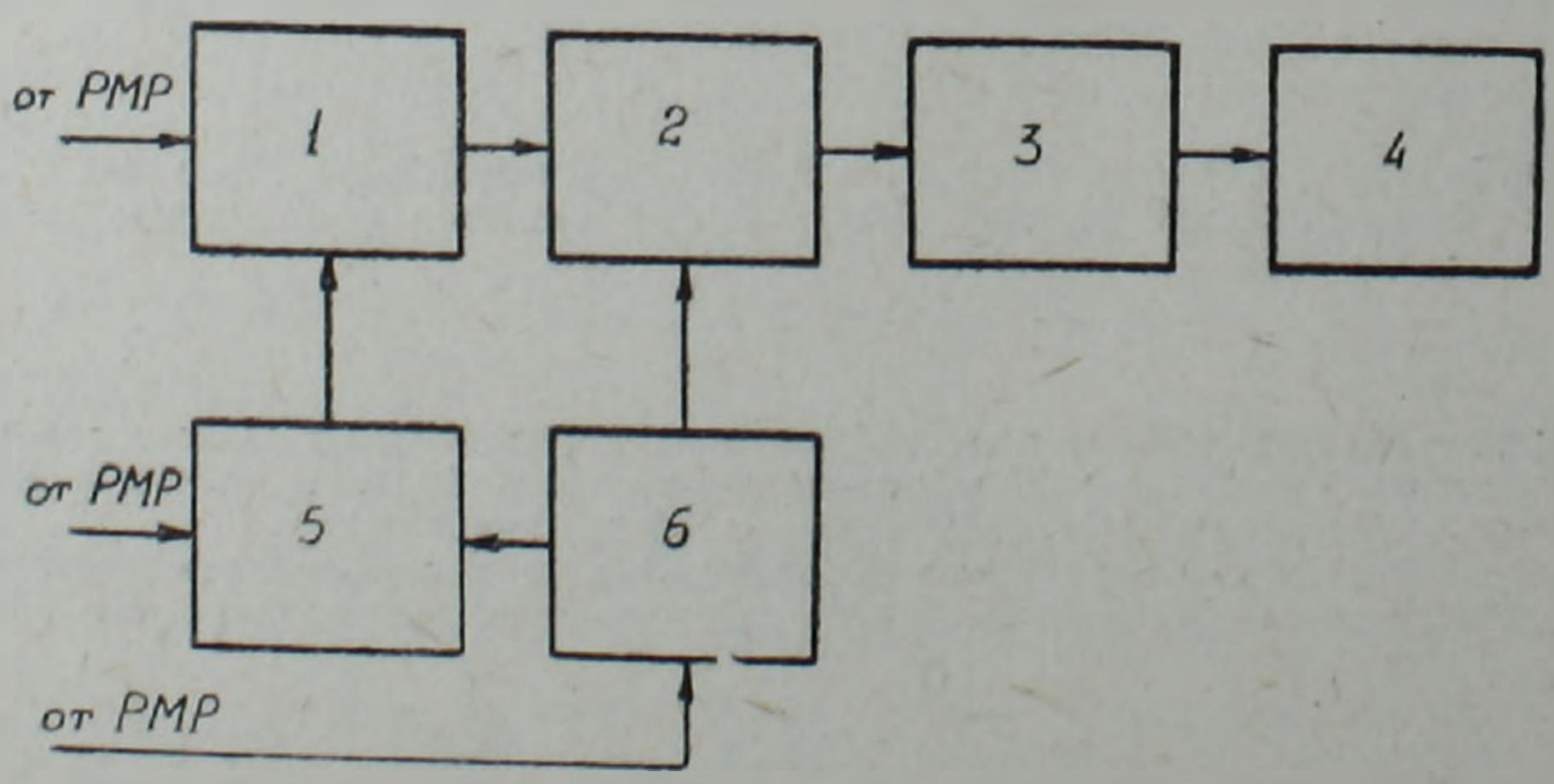


Рис. 1. Блок-схема приставки. 1—десятичный счетчик; 2—мультиплексор; 3—согласующий блок 4—микрокалькулятор; 5—блок занесения контактов; 6—блок управления.

Если измерения в небольшом количестве, то приводить показания магнитометра в значения поля нетрудно, в противном случае оно становятся очень трудоемкой операцией, отнимающей много времени.

Из существующих магнитометров для стационарных наблюдений предназначен магнитометр типа МПП-1, но он очень громоздкий, вследствие чего во время профильных измерений, особенно в условиях сложнорасчлененного рельефа местности, его использование становится практически невозможным.

С 1972 года на наших геомагнитных полигонах эксплуатируются магнитометры типа РМР-2А. Но в последние годы с появлением более портативных аналогов—ММП-203 стало возможным их использование в качестве стационарной станции. При такой обстановке с режимом один цикл измерений через каждые пять минут (один отсчет измерений соответствует среднему значению от шести измеренных значений ГМП), приведение данных в значения поля с помощью таблиц стало трудоемким и неоперативным.

Чтобы обеспечить работу с магнитометром РМР-2А и сделать обработку данных, полученных с помощью этого магнитометра, более оперативным, в ИГИС АН АрмССР была разработана приставка к магнитометру для преобразования показаний магнитометра в значения геомагнитного поля. Принцип его действия заключается в следующем: в геомагнитометре РМР-2А измерение геомагнитного поля сводится к измерению длительности промежутка времени, охватывающего определенное количество (2^{11}, 2^{10} или 2^9) циклов свободной прецессии протонов. Для нахождения значений геомагнитного поля используются две таблицы, которые составлены исходя из формулы (1). В них периоды вычисляются соответственно следующим упрощенным формулам:

$$T = \frac{48102{,}2}{N} \cdot 10^5 \text{ нТл для диапазона } 2^{11}$$

$$T = \frac{24051{,}1}{N} \cdot 10^5 \text{ нТл для диапазона } 2^{10},$$

где N—показание счетчика магнитометра.

Во время работы на диапазоне 2^9 показание прибора приводится к соответствующему показанию на диапазоне 2^{10} или 2^{11}, умножая на 2 или 4.

В разработанной приставке эти вычисления производятся автоматически с помощью микрокалькулятора. Для диапазона 2^{11} и 2^{10} вычисление поля производится по вышеуказанным формулам, а на диапазоне 2^9 по формуле:

$$T = \frac{12025{,}5}{N} \cdot 10^5 \text{ нТл}.$$

Блок-схема приставки приведена на рис. 1. Схема работает следующим образом: во время поляризации производится обнуление десятичного счетчика и занесение в него константы в соответствии с выбранным диапазоном. Для диапазона 2^{11} константа имеет значение 48102,2; для 2^{10}—24051,1; для 2^9—12025,5. После этого константа через мультиплексор и согласующее устройство вводится в микрокалькулятор в качестве числителя, и схема ожидает пока поляризация закончится. Затем импульсы эталонного генератора подаются в десятичный счетчик и производится параллельный счет. В конце счета содержимое десятичного счетчика через мультиплексор и согласующее устройство вводится в микрокалькулятор в качестве знаменателя, учитывая постоянную 10^5, входящую во все формулы. После операции деления микрокалькулятор выдает на индикацию значение поля в нТл.

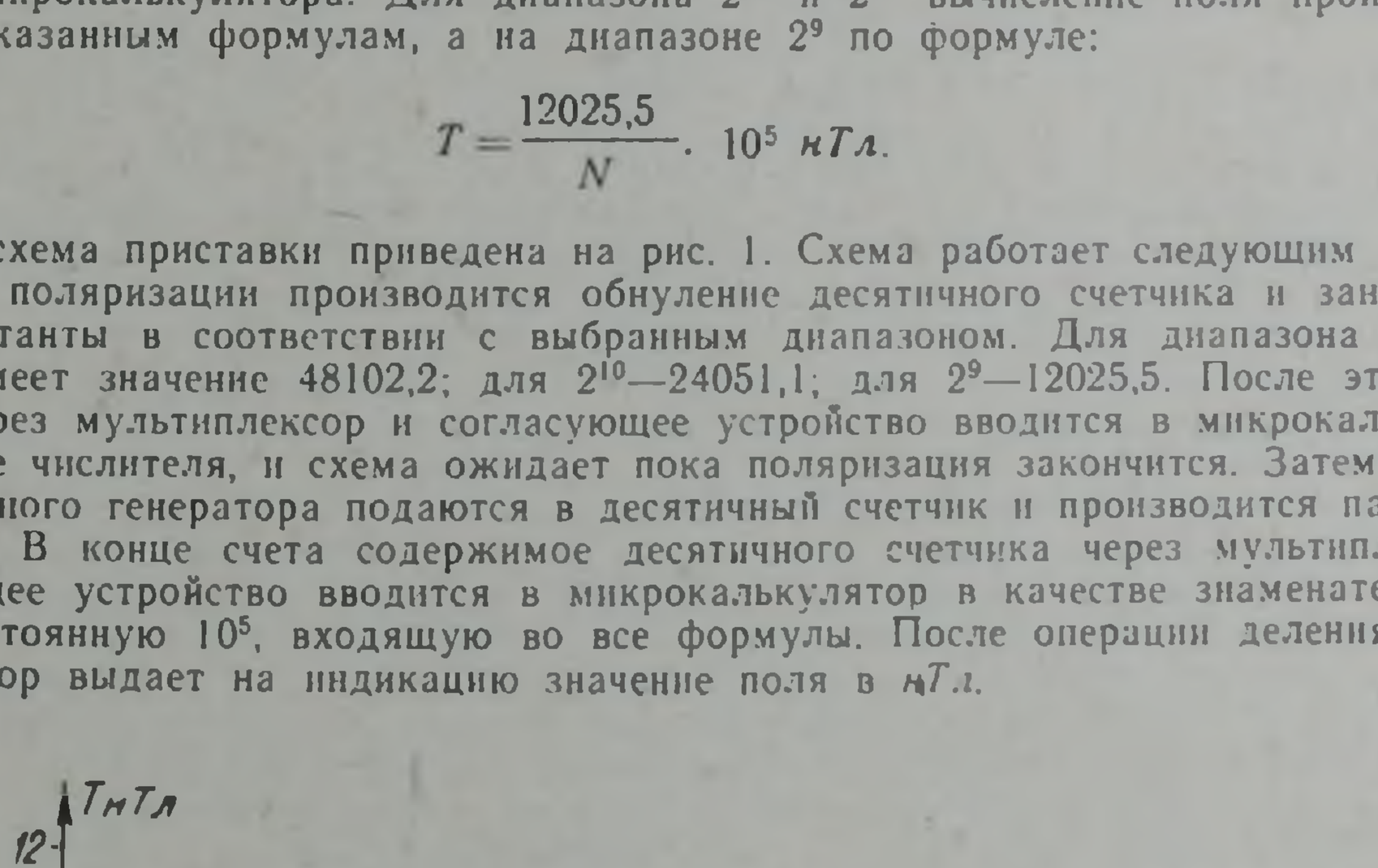


Рис. 2. Синхронная запись геомагнитного поля магнитометрами РМР-2А с приставкой (кривая 1) и без приставки (кривая 2).

Проведена сверка двух однотипных приборов РМР-2А, из которых один работал с приставкой. Результаты синхронных измерений показали, что оба прибора работают строго согласованно с чувствительностью 0.5 *нТл*. Кроме того прибор с приставкой имеет ряд преимуществ: во-первых, данные получаются после появления контрольной цифры на индикаторе, что свидетельствует о нормальной работе прибора; во-вторых, целая система работает с чувствительностью 0,25 *нТл*. При чувствительности 0,5 *нТл* в таблице одному и тому же значению поля могут соответствовать несколько (2—4) показаний прибора. Нам удалось избежать этого путем повышения чувствительности в приставке. Надо отметить, что это осуществлено также в приборе РМР-4, работающем с чувствительностью 0,25 *нТл*.

Сопоставляя полученные результаты вышеуказанных синхронных измерений (рис. 2), убеждаемся, что приставка оправдывает себя, а ее применение с приборами РМР-2А необходимо.

Испытание за два года геомагнитометра с приставкой на данном этапе удачно завершается во временной станции магнитометрических наблюдений «Кармрашен».

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI. 1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Полевой протонный магнитометр РМР-2А. Варшава. 1973.
2. *Ротштейн А. Я., Цирель В. С.* Протонные геомагнитометры. Москва, 1963.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 70—73

УДК 550.34

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. О. АМАСЯН, Л. А. МАНУКЯН

ВРАЩАТЕЛЬНОЕ ДВИЖЕНИЕ ГРУНТА ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Для решения пространственных задач динамики и сейсмостойкости сооружений, помимо совершенствования расчетных динамических моделей сооружений, нужно также совершенствовать модель сейсмического возмущения, т. е. сейсмическое возмущение необходимо моделировать как многокомпонентный процесс. Существующими в настоящее время сейсмометрическими приборами можно зарегистрировать только три составляющие поступательного движения грунта при землетрясениях. Однако, полная сейсмологическая информация о землетрясениях должна заключать в себе кроме трех поступательных, еще три составляющие, которые определяют вращательное движение грунта относительно осей x, y, z. Инструментальные записи вращательного движения грунта до сих пор не получены, поэтому дать количественную оценку о вращательном движении грунта при землетрясениях возможно только косвенно, основываясь на записи поступательных составляющих движения грунта.

Рассмотрим малый прямоугольный элемент упругого тела грунта, который подвергается сейсмическим воздействиям и деформируется. Этот элемент можно привести в конечное положение с помощью трех следующих шагов, примененных к элементу в недеформированном теле [3].

1. На элемент накладываются деформации ε_x, ε_y, ε_z, γ_{xy}, γ_{xz}, γ_{yz}, из которых ε_x, ε_y, ε_z—компоненты относительного удлинения элемента в направлениях x, y, z γ_{xz}, γ_{yz}, γ_{xy}—компоненты сдвиговой деформации, и затем элемент ориентируется таким образом, чтобы направления главных деформаций не испытывали поворота.

2. Элемент переносится поступательно так, чтобы его центр занял свое конечное положение (эти перемещения можно регистрировать сейсмографами).

3. Элемент вращается вокруг центра до совпадения со своей конечной ориентацией.

Вращение на третьем шаге можно определить при заданных перемещениях , x_0, y_0, z_0.

Определим вращение грунта относительно вертикальной оси z.

$$\varphi_z=0.5\left(\frac{\partial Y_0}{\partial x}-\frac{\partial X_0}{\partial y}\right) \qquad (1)$$

Принимая, что перемещение X_0 вызвано поперечной сейсмической волной, движущейся в направлении y, а перемещение Y_0 вызвано поперечной волной, движущейся в направлении x, можем записать

Проведена сверка двух однотипных приборов РМР-2А, из которых один работал с приставкой. Результаты синхронных измерений показали, что оба прибора работают строго согласованно с чувствительностью 0.5 *нТл*. Кроме того прибор с приставкой имеет ряд преимуществ: во-первых, данные получаются после появления контрольной цифры на индикаторе, что свидетельствует о нормальной работе прибора; во-вторых, целая система работает с чувствительностью 0,25 *нТл*. При чувствительности 0,5 *нТл* в таблице одному и тому же значению поля могут соответствовать несколько (2—4) показаний прибора. Нам удалось избежать этого путем повышения чувствительности в приставке. Надо отметить, что это осуществлено также в приборе РМР-4, работающем с чувствительностью 0,25 *нТл*.

Сопоставляя полученные результаты вышеуказанных синхронных измерений (рис. 2), убеждаемся, что приставка оправдывает себя, а ее применение с приборами РМР-2А необходимо.

Испытание за два года геомагнитометра с приставкой на данном этапе удачно завершается во временной станции магнитометрических наблюдений «Кармрашен».

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI. 1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Полевой протонный магнитометр РМР-2А. Варшава. 1973.
2. *Ротштейн А. Я., Цирель В. С.* Протонные геомагнитометры. Москва, 1963.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 70—73

УДК 550.34

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. О. АМАСЯН, Л. А. МАНУКЯН

ВРАЩАТЕЛЬНОЕ ДВИЖЕНИЕ ГРУНТА ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Для решения пространственных задач динамики и сейсмостойкости сооружений, помимо совершенствования расчетных динамических моделей сооружений, нужно также совершенствовать модель сейсмического возмущения, т. е. сейсмическое возмущение необходимо моделировать как многокомпонентный процесс. Существующими в настоящее время сейсмометрическими приборами можно зарегистрировать только три составляющие поступательного движения грунта при землетрясениях. Однако, полная сейсмологическая информация о землетрясениях должна заключать в себе кроме трех поступательных, еще три составляющие, которые определяют вращательное движение грунта относительно осей x, y, z. Инструментальные записи вращательного движения грунта до сих пор не получены, поэтому дать количественную оценку о вращательном движении грунта при землетрясениях возможно только косвенно, основываясь на записи поступательных составляющих движения грунта.

Рассмотрим малый прямоугольный элемент упругого тела грунта, который подвергается сейсмическим воздействиям и деформируется. Этот элемент можно привести в конечное положение с помощью трех следующих шагов, примененных к элементу в недеформированном теле [3].

1. На элемент накладываются деформации ε_x, ε_y, ε_z, γ_{xy}, γ_{xz}, γ_{yz}, из которых ε_x, ε_y, ε_z—компоненты относительного удлинения элемента в направлениях x, y, z γ_{xz}, γ_{yz}, γ_{xy}—компоненты сдвиговой деформации, и затем элемент ориентируется таким образом, чтобы направления главных деформаций не испытывали поворота.

2. Элемент переносится поступательно так, чтобы его центр занял свое конечное положение (эти перемещения можно регистрировать сейсмографами).

3. Элемент вращается вокруг центра до совпадения со своей конечной ориентацией.

Вращение на третьем шаге можно определить при заданных перемещениях , x_0, y_0, z_0.

Определим вращение грунта относительно вертикальной оси z.

$$\varphi_z=0.5\left(\frac{\partial Y_0}{\partial x}-\frac{\partial X_0}{\partial y}\right) \qquad (1)$$

Принимая, что перемещение X_0 вызвано поперечной сейсмической волной, движущейся в направлении y, а перемещение Y_0 вызвано поперечной волной, движущейся в направлении x, можем записать

$$X_0(y,t) = F_1(y \mp v_s t),$$

$$Y_0(x,t) = F_2(x \mp v_s t),$$

где V_s – скорость распространения поперечной сейсмической волны.

Дифференцировав X_0 и Y_0 по y, x и t, получим

$$\frac{\partial X_0}{\partial x} = \frac{1}{v_s}\frac{\partial Y_0}{\partial y}; \quad \frac{\partial X_0}{\partial y} = \frac{1}{v_s}\frac{\partial X_0}{\partial t}$$

Подставляя значения $\frac{\partial Y_0}{\partial x}$ и $\frac{\partial X_0}{\partial y}$ в (1), получим следующее выражение для определения угла вращения грунта относительно вертикальной оси z.

$$\varphi_z = \frac{1}{2v_s}\left(\frac{\partial Y_0}{\partial t} = \frac{\partial X_0}{\partial t}\right), \tag{2}$$

где $\frac{\partial Y_0}{\partial t}$ и $\frac{\partial X_0}{\partial t}$ —велосиграммы поступательного движения грунта в двух перпендикулярных горизонтальных направлениях.

Чтобы получить угловую скорость вращательного движения грунта, достаточно дифференцировать (2) по времени:

$$\varphi_z' = \frac{1}{2v_s}\left(\frac{\partial^2 Y_0}{\partial t^2} - \frac{\partial^2 X_0}{\partial t^2}\right), \tag{3}$$

где $\frac{\partial^2 Y_0}{\partial t^2}$ и $\frac{\partial^2 X_0}{\partial t^2}$ —акселерограммы поступательного движения грунта в двух перпендикулярных горизонтальных направлениях.

Дифференцируя (3) по времени еще один раз, получим выражение для определения углового ускорения грунта:

$$\varphi_z'' = \frac{1}{2v_s}\left(\frac{\partial^3 Y_0}{\partial t^3} - \frac{\partial^3 X_0}{\partial t^3}\right). \tag{4}$$

Аналогичным образом можно определить вращательное движение грунта относительно осей x и y.

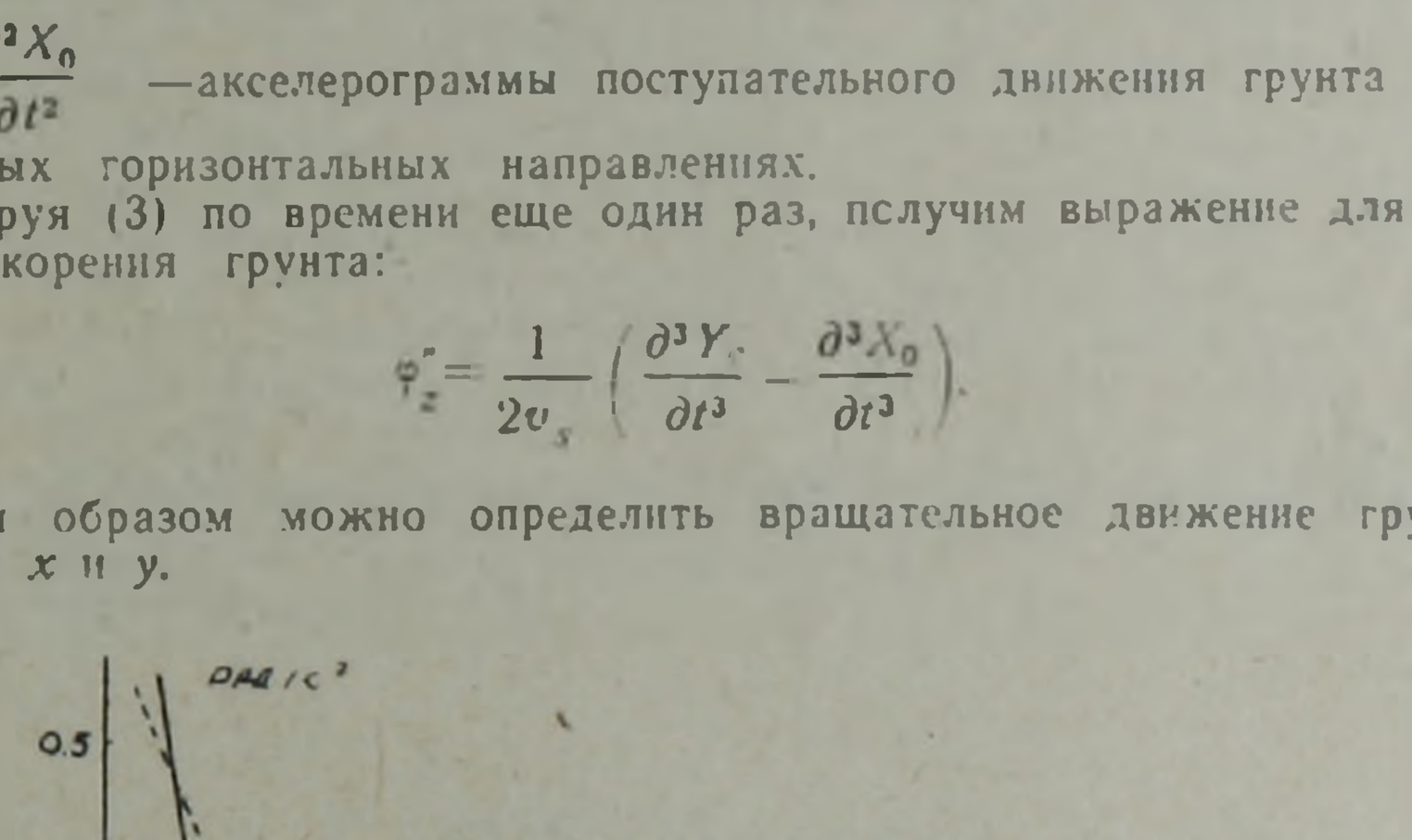


Рис. 1. Кинематические параметры движения грунта.

По вышеизложенной методике вычислены кинематические параметры вращательного движения грунта. В качестве исходных данных использованы акселерограммы землетрясений, которые происходили в 1979 году в Югославии [4]. Графические изображения двух горизонтальных компонент поступательного ускорения и кинематические параметры вращательного движения грунта показаны на рис. 1. Скорость распространения поперечной сейсмической волны принята 300 *м/с*. С помощью по-

лученных записей вращательного движения грунта можно вычислить спектры реакций для системы с одной степенью свободы. Уравнение крутильных колебаний такой системы относительно вертикальной оси z имеет следующий вид [2]:

$$\varphi'' + \alpha_\varphi \frac{2\pi}{T_{kp}} \varphi' + \left(\frac{2\pi}{T_{kp}}\right)^2 \varphi = -\ddot{\varphi}_z(t),$$

где α_φ —коэффициент затухания крутильных колебаний; T_{kp} —период свободных крутильных колебаний; $\ddot{\varphi}_z$ —угловое ускорение вращательного движения грунта, вычисляется по (4).

Решая это уравнение при нулевых начальных условиях, для полного углового ускорения системы получим

Рис. 2. Спектры угловых ускорений крутильного осциллятора.

$$(\varphi+\varphi_z)'' = \frac{2\pi}{T_{pk}} \int_0^t \ddot{\varphi}_z(\tau) \exp\left[-\alpha_\varphi \frac{\pi}{T_{kp}} (t-\tau)\right] \sin \frac{2\pi}{T_{kp}} (t-\tau)\, d\tau. \qquad (5)$$

Зная $(\varphi+\varphi_z)''$, можно вычислить максимальное значение сейсмического крутящего момента:

$$M_{kp} = \theta_\rho [\varphi(t) + \ddot{\varphi}_z(t)]_{max}.$$

где M_{kp}—крутящий момент в системе от вращательного движения основания; θ_p — физический момент инерции системы относительно центра массы.

Чтобы избежать процедуры численного дифференцирования, т. к. для получения углового ускорения φ_z по (4) нужно дифференцировать акселерограммы поступательного движения грунта, произведем интегрирование по частям выражения (5), тогда получим:

$$[\varphi(t)+\varphi_z(t)]^{\cdot}=\frac{2\pi}{T_{kp}}\left\{\varphi_z'(0)\exp\left[-\alpha_\varphi\frac{\pi}{T_{kp}}t\right]\sin\left(\frac{2\pi}{T_{kp}}\right)+\right. \tag{6}$$

$$\left.+A\int_0^t\varphi_z'(\tau)\exp\left[-\alpha_\varphi\frac{\pi}{T_{kp}}(t-\tau)\right]\sin\left[\frac{2\pi}{T_{kp}}(t-)\tau-\delta\right]d\tau\right\},$$

где $\delta=\operatorname{arctg}(2/\alpha_\varphi)$, $A=[2\pi/T_{kp})^2+(\alpha_\varphi\pi/T_{kp}{}^2]^{0.5}$

при $\alpha_\varphi\ll 1$, можно принять $\delta=\frac{\pi}{2}$ и $A=\frac{2\pi}{T_{kp}}$; $\varphi_z'(0)$ — начальная угловая скорость движения грунта. Таким образом в подинтегральном выражении вместо углового ускорения грунта стоит угловая скорость, определяемая по (3). С помощью (6) вычислены спектры угловых ускорений для землетрясений HeRcecNOVI и ULcINJ (рис. 2).

Результаты исследований приводят к следующему заключению. При отсутствии инструментальных записей вращательного движения грунта при землетрясениях, эти составляющие можно определить, основываясь на записи поступательного движения грунта, с помощью выражений (2), (3), (4), из которых видно, что кинематические параметры вращательного движения грунта зависят от скорости распространения поперечной сейсмической волны, а при больших значениях скорости поперечной волны вращательные составляющие грунта уменьшаются. Кроме поперечных волн есть еще одна причина поворотов грунта при землетрясении—волны Лява и Рэлея [1]. Амплитуды этих волн меньше, чем амплитуды поперечных волн, однако, их скорости также намного меньше. В данной работе исследованы акселерограммы двух землетрясений, чтобы исключить особенности отдельных акселерограмм и определить неслучайные характеристики вращательной компоненты сейсмического возмущения, необходимо применять статистические методы.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI.1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ньюмарк Н., Розенблюэт Э.*, Основы сейсмостойкого строительства. М.: Стройиздат, 1980. 344 с.
2. *Поляков С. В.*, Сейсмостойкие конструкции зданий. М.: Высш. школа, 1983. 304 с.
3. *Тимошенко С. П., Гудьер Дж.* Теория упругости. М.: Наука, 1979. 560 с.
4. Strong-Motion Earthquake Accelerograms, Instite of Earthquake Engineering and Engineering Seismology, Skopje, 1980. 185 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 73—75

УДК 551.1:550.36

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. БУРЬЯНОВ, К. С. ВАРТАНЯН, В. В. ГОРДИЕНКО

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ПРОФИЛЮ МАРКАРА-ПОЙЛЫ

Значительная отрицательная аномалия гравитационного поля в редукции Буге (Δg), охватывающая большую часть территории М. Кавказа, в течение многих лет привлекает внимание исследователей. Высказывались различные гипотезы о ее происхождении. Предполагалось, что она связана или с увеличением мощности гранитного слоя, или с процессами, приводящими к разуплотнению вещества в зонах

где M_{kp}—крутящий момент в системе от вращательного движения основания; θ_p — физический момент инерции системы относительно центра массы.

Чтобы избежать процедуры численного дифференцирования, т. к. для получения углового ускорения φ_z по (4) нужно дифференцировать акселерограммы поступательного движения грунта, произведем интегрирование по частям выражения (5), тогда получим:

$$[\varphi(t)+\varphi_z(t)]^{\cdot}=\frac{2\pi}{T_{kp}}\left\{\varphi_z'(0)\exp\left[-\alpha_\varphi\frac{\pi}{T_{kp}}t\right]\sin\left(\frac{2\pi}{T_{kp}}\right)+\right. \tag{6}$$

$$\left.+A\int_0^t\varphi_z'(\tau)\exp\left[-\alpha_\varphi\frac{\pi}{T_{kp}}(t-\tau)\right]\sin\left[\frac{2\pi}{T_{kp}}(t-)\tau-\delta\right]d\tau\right\},$$

где $\delta=\operatorname{arctg}(2/\alpha_\varphi)$, $A=[2\pi/T_{kp})^2+(\alpha_\varphi\pi/T_{kp}{}^2]^{0.5}$

при $\alpha_\varphi\ll 1$, можно принять $\delta=\frac{\pi}{2}$ и $A=\frac{2\pi}{T_{kp}}$; $\varphi_z'(0)$ — начальная угловая скорость движения грунта. Таким образом в подинтегральном выражении вместо углового ускорения грунта стоит угловая скорость, определяемая по (3). С помощью (6) вычислены спектры угловых ускорений для землетрясений HeRcecNOVI и ULcINJ (рис. 2).

Результаты исследований приводят к следующему заключению. При отсутствии инструментальных записей вращательного движения грунта при землетрясениях, эти составляющие можно определить, основываясь на записи поступательного движения грунта, с помощью выражений (2), (3), (4), из которых видно, что кинематические параметры вращательного движения грунта зависят от скорости распространения поперечной сейсмической волны, а при больших значениях скорости поперечной волны вращательные составляющие грунта уменьшаются. Кроме поперечных волн есть еще одна причина поворотов грунта при землетрясении—волны Лява и Рэлея [1]. Амплитуды этих волн меньше, чем амплитуды поперечных волн, однако, их скорости также намного меньше. В данной работе исследованы акселерограммы двух землетрясений, чтобы исключить особенности отдельных акселерограмм и определить неслучайные характеристики вращательной компоненты сейсмического возмущения, необходимо применять статистические методы.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23.VI.1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ньюмарк Н., Розенблюэт Э.*, Основы сейсмостойкого строительства. М.: Стройиздат, 1980. 344 с.
2. *Поляков С. В.*, Сейсмостойкие конструкции зданий. М.: Высш. школа, 1983. 304 с.
3. *Тимошенко С. П., Гудьер Дж.* Теория упругости. М.: Наука, 1979. 560 с.
4. Strong-Motion Earthquake Accelerograms, Instite of Earthquake Engineering and Engineering Seismology, Skopje, 1980. 185 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 73—75

УДК 551.1:550.36

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. БУРЬЯНОВ, К. С. ВАРТАНЯН, В. В. ГОРДИЕНКО

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ПРОФИЛЮ МАРКАРА-ПОЙЛЫ

Значительная отрицательная аномалия гравитационного поля в редукции Буге (Δg), охватывающая большую часть территории М. Кавказа, в течение многих лет привлекает внимание исследователей. Высказывались различные гипотезы о ее происхождении. Предполагалось, что она связана или с увеличением мощности гранитного слоя, или с процессами, приводящими к разуплотнению вещества в зонах

поднятий [10], с увеличением мощности земной коры и ее слоев [12], с аномальными плотностями пород мантии, измененными активными процессами в недрах [3 и др].

Вдоль профиля Маркара-Пойлы проведены геофизические исследования по изучению строения земной коры [1, 2, 11]. Построены плотностные модели земной коры, уточнены местоположения и количественно охарактеризованы зоны разломов.

Имеющиеся сейсмические данные [5—7] свидетельствуют о небольших колебаниях земной коры по исследуемому профилю. Ее средняя мощность около 40 *км*. Сведения о плотностях пород вулканогенно-осадочного слоя [9 и др.] в общем обнаруживают значительную изменчивость этого параметра. Однако, для объяснения наблюдаемой аномалии необходимо распространение минимальных плотностей (около 2,3 *г/см*^{3}) на очень значительные глубины в центральной и юго-западной частях региона (до 5—6 *км*).

В то же время геотермическими исследованиями М. Кавказа установлена интенсивная аномалия теплового потока (ТП), совпадающая с возмущением Δg [3, 4]. Логичным кажется проверить прямыми расчетами роль высоких температур недр в формировании аномалии.

С этой целью была построена плотностная модель земной коры вдоль профиля Маркара-Пойлы по методике, описанной в [3]. Перед ее характеристикой необходимо остановиться на исходных сейсмических данных. Они получены при исследованиях по методу обменных волн, возбуждаемых землетрясениями (МОВЗ), при использовании которого выявляются лишь границы раздела в земной коре и верхах мантии, но не определяются пластовые скорости. Причем отождествление тех или иных установленных границ с границами разноскоростных слоев коры зачастую гипотетично. Используя скоростные разрезы по соседним профилям ГСЗ, удалось с некоторой степенью достоверности распределить значения скоростей продольных сейсмических волн в консолидированной коре вдоль изучаемого профиля. На глубинах от 8—11 до 16 *км*—6,4 *км/с*, 16—26 *км*—6.6 *км/с*, 26—37 *км*—7,0 *км/с*, глубже—7,2 *км/с*. Учитывая ориентировочность полученных значений, мы определяли по ним плотности пород (σ) средние для слоев коры (почти без попыток составления градиентного разреза), без внесения поправок за влияние температуры недр. При перерасчете использовалось выражение: $\sigma = 2.7 + 0.25(V_p - 6)$. Соответственно получены плотности 2,80, 2,85, 2,95, 3,00 *г/см*^{3}.

Плотность верхнего слоя неплохо согласуется с полученной при изучении пород докембрийского фундамента [9]. Осадочная часть разреза построена довольно схематично по данным из работы [9]. Ее нет смысла уточнять, так как значения σ в нижележащей коре ориентировочны. Плотность осадков неоген-палеогенового комплекса принята равной 2,3 *г/см*^{3}, более древних осадочных и вулканогенных пород—2,65 *г/см*^{3}.

Очевидно, что точность расчета гравитационного эффекта земной коры невелика, ошибка составляет несколько 0,1 *мм/с*^{2}. Расчет проведен для аномальных плотностей, отсчитанных от σ верхов нормальной платформенной мантии—3,32 *г/см*^{3} [3]. В этом случае при нормальной плотности пород мантии (совпадающей с σ ее пород под докембрийской платформой) нуль аномалии Буге отвечает величине—8,7 *мм/с*^{2} расчетного поля. Сопоставляя таким образом расчетные и наблюденные поля, Δg, обнаруживаем расхождение между ними до 1,7 *мм/с*^{2} (рис. 1), то есть значительную мантийную аномалию. Форма расчетной кривой также заметно отличается от формы наблюденной.

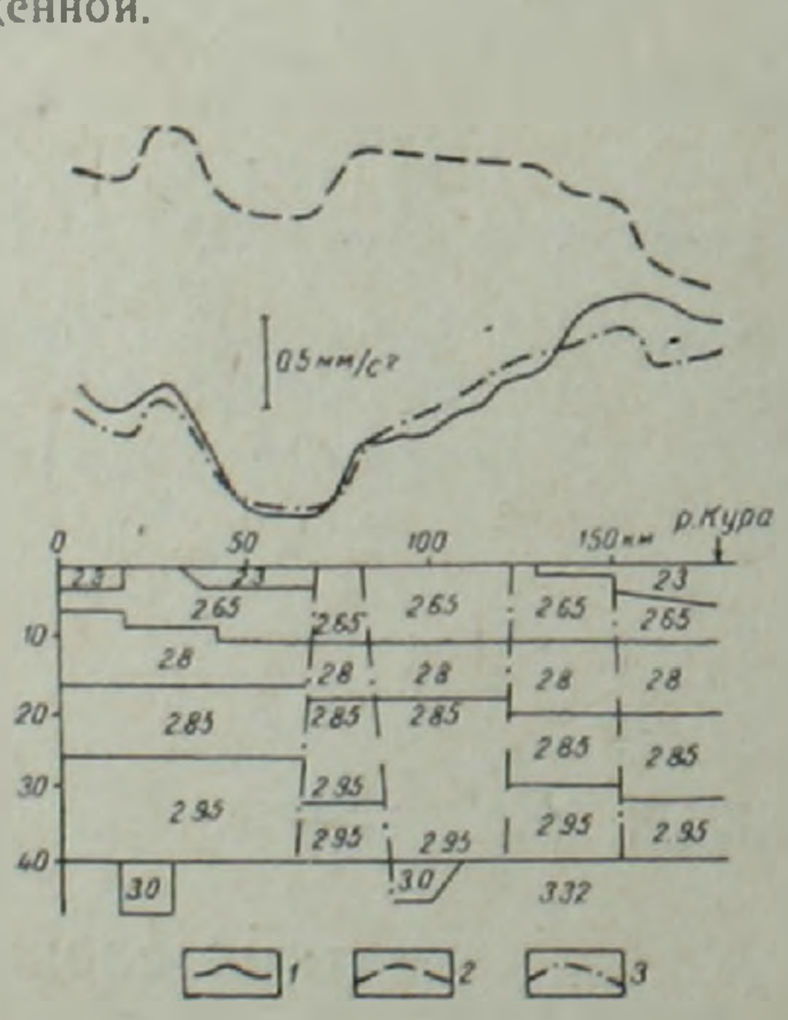


Рис. 1. Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю Маркара-Пойлы. 1—наблюденная кривая Δg; 2—расчетная кривая Δg, учитывающая плотности пород земной коры и нормальные плотности пород мантии; 3—расчетная кривая Δg, учитывающая аномальные плотности пород мантии, связанные с аномальными температурами.

Как уже предполагалось выше, зафиксированное расхождение между расчетным и наблюденным полями Δg можно объяснить повышенными температурами в верхней мантии. Для расчета глубинных температур под М. Кавказом воспользовались тепловой моделью, рассмотренной в работе [4], в которой учитываются следующие источники тепла: 1) радиогенный фон; 2) тепловой эффект альпийского геосинклинального процесса; 3) тепловой эффект миоплиоценовой разломно-магматической активизации. Отметим, что вычисленные для данной модели значения ТП полностью соответствуют региональному распределению этой величины [4]. Теперь необходимо от тепловой модели перейти к соответствующей плотностной модели. Аномаль-

ные плотности (примерно 0.01 *г/см*³ на каждые 10°) определены по отличию аномальных температур от температур в недрах платформы.

Их распределение оказалось примерно тем же, что и в недрах других альпийских геосинклиналей с близким возрастом складчатости. Лишь в центральных частях широких геосинклинальных регионов (например, системы Карпаты-Динариды) аномальные T и σ больше.

Так как точность определения мантийной аномалии Δg невелика, нет смысла создавать детальную модель аномальных плотностей в мантии М. Кавказа. Можно воспользоваться уже вычисленным мантийным эффектом альпийской геосинклинали Карпат в их окраинной части [3]. Мантийная аномалия изменялась в соответствии с расстоянием от края теплового источника геосинклинали и достигала в центре М. Кавказа—1,60 *мм/с*², на краю источника тепла (в 50 *км* от центра)—1,00 *мм/с*², в 50 *км* за краем источника тепла—0,30 *мм/с*². В расчете необходимо учесть и влияние мантийной аномалии альпийской складчатой зоны южнее Араксинской впадины. На южном окончании профиля оно составляет—0,7 *мм/с*², в 50 *км* севернее—0,3 *мм/с*² и практически исчезает в 75 *км* от южного окончания профиля.

Введя указанные мантийные эффекты, удастся сблизить расчетную и наблюдаемую кривые Δg на всем протяжении профиля до 0,1—0,3 *мм/с*². Вероятно, большего совпадения трудно ожидать при проведенных неточных расчетах. Отметим все же, что сохранившееся расхождение (пк 40—130) может быть связано с уменьшением плотности пород верхов мантии, происшедшим вследствие изменения их состава при интенсивном магматизме. Расхождение на пк 140-170 связано, скорее всего, с повышенной плотностью пород консолидированной коры Куринской впадины и прилагающих к ней с юга регионов. Соответствующие скоростные аномалии выделены на некоторых профилях ГСЗ за пределами Армении.

Проведенные расчеты позволяют утверждать, что связь гравитационного минимума в пределах М. Кавказа с аномальными плотностями пород верхней мантии весьма вероятна.

По аналогичной методике можно выполнить расчеты для других сейсмологических профилей. Было бы целесообразнее как для этой, так и для других исследований построить картину волнового поля земной коры и верхней мантии М. Кавказа.

Институт геофизики АН УССР,
Институт геофизики и инженерной
сейсммологии АН АрмССР

Поступила 13.V. 1985.

ЛИТЕРАТУРА

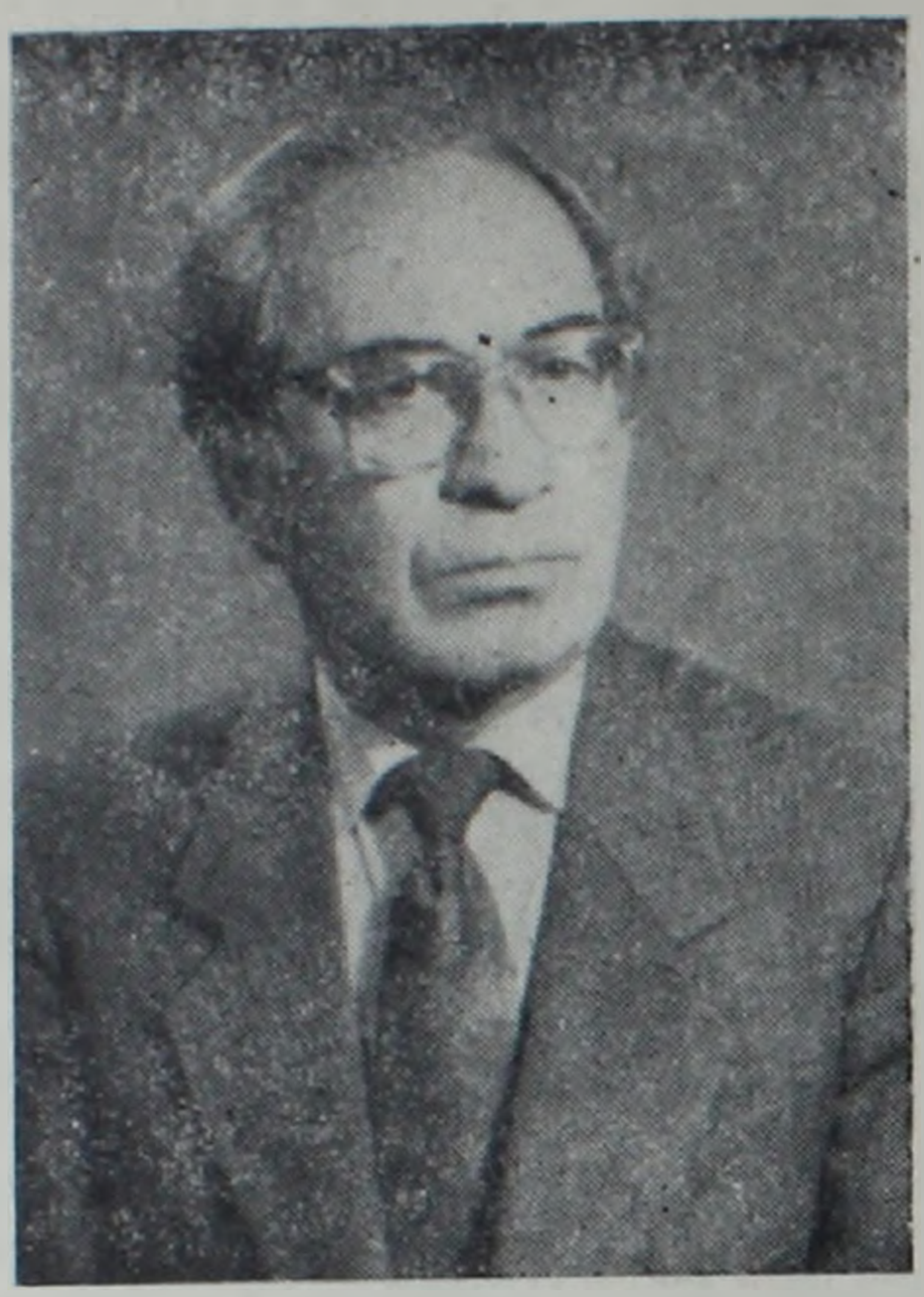
1. *Бабаджанян А. Г., Оганесян С. М.* Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Маркара-Пойлы.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, № 6, с. 60—68.
2. *Бабаджанян А. Г., Оганесян С. М., Оганесян Л. Б.* Возможности гравиметрии при изучении строения земной коры на территории Армянской ССР.—В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1983, с. 10—16.
3. *Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н. и др.* Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Киев: Наукова думка, 1983, 178 с.
4. *Вартанян К. С., Якоби Н. М.* Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1985, т. 38, № 2, с. 48—53.
5. *Вольвовский И. С., Попова О. Г., Бакман М. П. и др.* Строение земной коры Джавахетской сейсмогенной зоны Малого Кавказа.—Геофизический журнал, 1984, т. 6, № 5, с. 83—95.
6. *Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М.* Глубинное строение Ультрабазитовых поясов Армении.—Сов. геология, 1976, № 3, с. 127—134.
7. *Егоркина Г. В.* Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным объемных волн. В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральный и Восточной Европы. Киев, Наукова думка, 1978, с. 199—305.
8. *Краснопевцева Г. В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984, 109 с.
9. *Никольский Ю. И., Милай Т. А., Коган Л. З.* Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л.: Недра, 1975, 216 с.
10. *Оганисян Ш. С.* О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1966, т. 19, № 1—2, с. 132—138.
11. *Оганисян Ш. С.* Строение земной коры территории Армянской ССР. В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979, с. 158—161.
12. *Шенгелая Г. Ш.* Метод построения трехмерной гравитационной модели земной коры. Тбилиси: Мецниереба, 1978, 262 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, 76

Юбилейные даты

ФАРАМАЗЯН АНДРАНИК СЕМЕНОВИЧ

(К 60-летию со дня рождения)



Исполнилось 60 лет со дня рождения и 30 лет научной деятельности одного из ведущих специалистов по минералогии и геохимии рудных месторождений Армении, старшего научного сотрудника отдела геохимии Института геологических наук АН АрмССР Фарамазяна Андраника Семеновича.

А. С. Фарамазян родился в 1926 г. в г. Андижане Узбекской ССР в семье служащего

В 1955 г. А. С. Фарамазян с отличием окончил горный факультет Ереванского политехнического института и получил квалификацию горного инженера-геолога. В 1956 г. он поступил в аспирантуру Академии наук АрмССР по специальности «геохимия» и, начиная с 1959 г., работает в Институте геологических наук

А. С. Фарамазян в 1961 г. в Москве в ИГЕМ успешно защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. С 1963 г. является старшим научным сотрудником отдела геохимии института, в 1964 г. ему было присвоено звание старшего научного сотрудника по специальности «рудные месторождения».

Научные исследования А. С. Фарамазяна отличаются богатством собранного материала, кропотливостью обработки аналитических данных и новизной полученных результатов. Многие годы им проводились детальные исследования минерального состава руд, характера распределения и форм нахождения рения, селена, теллура, висмута и других редких элементов медно-молибденовых и медных месторождений Армянской ССР. Следует особо отметить выявление ранее неизвестного политипа—ромбоэдрического молибденита. Впервые А. С. Фарамазяном был установлен характер распределения платиноидов в рудах медно-молибденовых и медноколчеданных месторождений республики. Им была разработана методика промышленной оценки руд Армении в отношении селена, теллура, платиноидов и других редких элементов. Изучение радиогенного осмия в молибденитах позволило А. С. Фарамазяну уточнить абсолютные возраста руд некоторых медно-молибденовых месторождений методом рений-осмиевого отношения. Изучение минерального состава медно-молибденовых месторождений Армении позволило А. С. Фарамазяну выявить стадийность процесса рудообразования, парагенетические ассоциации минералов, их типоморфизм и установить многочисленные неизвестные в рудах новые минералы редких и благородных элементов: теллура, висмута, золота, серебра и других.

А. С. Фарамазян является автором более 60 научных работ, из них четыре опубликованные монографии. Он участвовал во многих всесоюзных, международных, республиканских совещаниях, симпозиумах и конгрессах.

А. С. Фарамазян является членом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений и членом секционного Ученого Совета института по магматизму и рудообразованию. Многие годы, будучи зам. ответственного редактора журнала «Известия АН АрмССР, Науки о Земле», проводит большую работу в редколлегии.

В последние годы А. С. Фарамазян занимался изучением минерального состава, геохимических особенностей руд и закономерностей распределения главных рудообразующих, редких и благородных элементов, типоморфизмом минералов в различных парагенезисах руд Техутского медно-молибденового и Арманисского медно-полиметаллического месторождений. Он участвовал также в работах по оценке минерально-сырьевых ресурсов месторождений Армении.

А. С. Фарамазян за монографию «Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР» как один из авторов в 1976 г. был удостоен почетного звания Лауреата Государственной премии Армянской ССР в области науки. В 1985 г. он был награжден грамотой Академии наук Армянской ССР «Говестагир».

А. С. Фарамазян свою научную работу успешно сочетает с большой общественной работой. Он неоднократно избирался членом и председателем профкомитета института, пропагандистом. С 1967 г. является членом КПСС и в настоящее время избран секретарем цеховой партийной организации института.

Андраник Семенович полон сил энергии и творческой активности. Геологическая общественность республики сердечно поздравляет юбиляра и желает ему доброго здоровья и новых успехов в научной деятельности.

Отделение химических и геологических наук АН АрмССР, Институт геологических наук АН АрмССР, Управление геологии АрмССР, Армянское Геологическое общество.

«Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին» XXXIX ճատոռի բովանդակությունը

Ա. Ռ. Առաքելյան, Պ. Բ. Կասպիկ, Յու. Ֆ. Կոպնիչև. *Կարճ պարբերություն ունեցող լայնակի ալիքների կլանման դաշտի քարտեզագրումը Կովկասի վերին պատյանում* 3—32

Ա. Ռ. Առաքելյան, Յու. Ֆ. Կոպնիչև, Ի. Լ. Ներսեսով *Եվրասիայի Ալպյան գոտու վերին պատյանի քարտեզագրումը կարճ պարբերություն ունեցող լայնակի ալիքների կլանման միջոցով* . . . . . 1—52

Ա. Տ. Ասլանյան, Յու. Ի. Կագրամանով, Ռ. Մ. Նուրգալեև, Գ. Վ. Պիմենով. *Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի կավճի նստվածքների նավթագազաբերության հեռանկարների և որոնողական խնդիրների մասին* . . . . . 4—3

Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Ս. Կարախանյան, Ա. Հ. Միքայելյան, Ս. Յ. Հակոբյան, Կ. Ա. Զաքարյան. *Տավրոս-Կովկասյան մարզի խորքային կառուցվածքի որոշ առանձնահատկություններն ըստ դիստանցիոն զոնդման և երկրաշարժաբանական հետազոտությունների տվյալների* . . . . . 3—11

Հ. Մ. Ավշյան, Վ. Վ. Նահապետյան, Գ. Գ. Մարկոսյան. *Մագնիսական դաշտի ազդեցությունը Vp արագության կախվածության վրա ապարների դինամիկ և ստատիկ բեռնվածությունից* . . . . . 4—36

Հ. Գ. Բաբաջանյան. *Հայկական ՍՍՀ Սևանի և Վեդու օֆիոլիտային գոտիների կառուցվածքի առանձնահատկություններն ըստ երկրաֆիզիկական տվյալների* . . 5—23

Ա. Մ. Բարան. *Օրդուբադի սինկլինորիումի հարավ-արևմտյան մասի ածխաքթվային հանքային ջրերի հանքավայրերի ջրաերկրաքիմիական զոնալականության առաջացման հիմնական օրինաչափությունները* . . . . . 3—19

Մ. Ս. Բադալյան, Հ. Մ. Խուրշուդյան. *Հայաստանի անոմալ մագնիսական դաշտի վիճակագրական բնութագրերը* . . . . . 3—45

Մ. Ս. Բադալյան Ա. Ս. Կիրակոսյան, Ի. Բ. Օսիպովո. *Հայաստանի երկրակեղևում բաժանման սահմաններն ըստ սեյսմիկ տվյալների* . . . . . 1—12

Ս. Վ. Բադալյան. *Երկրաֆիզիկայի և ինժեներային երկրաշարժաբանության ինստիտուտ (հիմնադրման 25-ամյակի առթիվ)* . . . . . 5—3

Ա. Վ. Բադալյան, Զ. Վ. Վարիբյան, Վ. Մ. Գևորգյան, Ա. Ա. Թամրազյան, Ֆ. Մ. Ֆիդանյան, Ի. Վ. Հովսեփյան, Մ. Հ. Գևորգյան, Հ. Վ. Հարությունյան. *Նոր հետազոտություններ ստորերկրյա երկրաֆիզիկայի բնագավառում* . . . . 5—48

Ս. Ի. Բալասանյան. *Մագմատիզմի էվոլյուցիան Երկրի երկրաբանական պատմության ընթացքում (Փ. Կովկասի և այլ մարզերի օրինակով)* . . . . . 4—9

Ա. Խ. Բաղրամյան, Ա. Մ. Ավետիսյան, Մ. Բ. Մկրտչյան, Կ. Ա. Զաքարյան. *Հայկական ՍՍՀ սեյսմիկ կայանների գրանցած տելեսեյսմիկ P-ալիքների կինեմատիկ հատկությունները* . . . . . 5—11

Ա. Հ. Գաբրիելյան. *Էոցենի և օլիգոցենի սահմանի մասին (ըստ Հայաստանի նյութերի)* 3— 3

Վ. Բ. Գամոյան, Ս. Հ. Խպիրյան. *Ռելիեֆի ազդեցության հաշվառումը թափառող հոսանքների մեթոդով աշխատելիս* . . . . . 3—39

Վ. Բ. Գամոյան, Ա. Զ. Զիլինգարյան, Ն. Ս. Մարտիրոսյան, Ք. Ա. Գյոլեցյան. *Թափառող հոսանքնների դաշտը իզոմետրիկ մարմնի առկայության դեպքում Հայկական ՍՍՀ պղնձի հանքավայրի օրինակով* . . . . . 6—30

Վ. Բ. Գամոյան, Ա. Զ. Զիլինգարյան, Ֆ. Ս. Ունանյան, Ն. Յ. Լուլեչյան, Ռ. Վ. Հովսեփյան. *Ալյուվիալ-դելյուվիալ նստվածքների և լավային ծածկույթների ազդեցությունը թափառող հոսանքների մեթոդով աշխատելիս* . . . . . 5—53

Վ. Բ. Գամոյան, Ֆ. Ս. Ունանյան. *Թափառող հոսանքների դաշտն էլեկտրաքարշի տարբեր դիրքերի դեպքում* . . . . . 4—11

Լ. Գ. Գյոդակյան, Հ. Վ. Սարգսյան, Խ. Վ. Կիրակոսյան, Ն. Պ. Տոնոյան. *Երկրաշարժերի երկրաֆիզիկական նախանշանների բայահայտման որոշ արդյունքներ Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի հյուսիս-արևմտյան մասում* . . . . . 5—40

Վ. Գ. Գրիգորյան. *Տնդական թույլ երկրաշարժերի սեյսմոգրամների օգտագործման հնարավորության մասին սեյսմիկ ազդեցությունների քանակական պարամետրերի կանխատեսման համար* . . . . . 6—36

Վ. Մ. Գևորգյան. *Հայկական ՍՍՀ մետաղային հանքավայրերի սուլֆիդային հանքայնացումների օքսիդացման գոնայի ֆիզիկական հատկությունները* . . . . . 2—69

Ս. Ս. Դարբինյան, Վ. Գ. Գրիգորյան. *Երկրաշարժերի աքսելերոգրամների միջոցով կոնկրետ բնատարածքի սեյսմիկ վտանգավորության որոշումը* . . . . . 3—26

Գ. Վ. Եգորկինա. *Երկրաշարժային ալիքների արագությունների ազիմուտային փոփոխությունները և ճեղքավորվածությունը Ջավախքի բարձրավանդակի ապարներում* . 1—31

Վ. Յու. Խալաքով. *Լեռնային լանդշաֆտների սեզոնային դինամիկայի ուսումնասիրման և քարտեզագրման նշանակությունը* . . . 6—52

Ա. Կ. Կարախանյան. *Հայաստանի պալեոգենի էֆուզիվ ապարների բնական մնացորդային մագնիսացվածության կայունությունն ու ծագումը* . . . 3—51

Ա. Ս. Կարախանյան, Խ. Հ. Սարգսյան, Ռ. Հ. Բալյան. *Հայկական ՍՍՀ և հարակից մարզերի բնատարածքում լինեամենտների տեղաբաշխման որոշ օրինաչափություններ* 6—3

Ա. Ի. Կարապետյան, Շ. Հ. Ամիրյան. *Ոսկու թելուրիդները որպես միներալառաջացման երկրաքիմիական պայմանների ցուցիչներ* . . . 2—13

Ա. Ի. Կարապետյան, Հ. Պ. Գույումջյան, Է. Մ. Նալբանդյան. *Գոմշասարի զանգվածի բվարցիտների և օպալիտների տեղադրման և առաջացման օրինաչափությունները* 1—11

Բ. Կ. Կարապետյան, Ս. Ս. Կարապետյան, Ա. Բ. Մարգարյան, Ս. Ս. Սիմոնյան. *Շենքերի ու նրանց հիմնատակերի և տեղանքի բարդ ռելիեֆի փոխներգործության հաշվառումը սեյսմիկ միկրոշրջանացման ժամանակ* . . . 5—57

Կ. Ի. Կարապետյան. *Ջեռակցված իգնիմբրիտների մի տարատեսակի մասին* . . . 4—23

Ն. Կ. Կարապետյան. *Հայկական լեռնաշխարհի երեք շրջանների երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմը և լարված-ձևախախտված վիճակը* . . . 2—47

Ս. Հ. Կարապետյան, Ը. Մ. Մելիքսեթյան, Կ. Գ. Շիրինյան, Լ. Պ. Յաշվիլի. *Զանգեզուրի Բարձրաթումբի երևակման մանգանային հանքայնացման միներալային կազմը, երկրաքիմիական և ծագումնաբանական առանձնահատկությունները* . . . 5—19

Կենսագործենք ՍՄԿԿ 27-րդ համագումարի որոշումները . . . 2—3

Ռ. Հ. Համասյան, Է. Լ. Միքայելյան. *Ինժեներային սեյսմոլոգիայի խնդիրներ լուծելու համար առաձգական սեյսմիկ հարթակ* . . . 5—74

Շ. Ս. Հովհաննիսյան, Հ. Հ. Հովհաննիսյան. *Հայկական ՍՍՀ սեյսմաակտիվ շրջաններում երկրակեղևի դեֆորմացիայի ուսումնասիրման նպատակով կատարված կրկնվող գրավիմետրիկ չափումները* . . . 5—117

Ս. Մ. Հովհաննիսյան, Ա. Գ. Մանուկյան, Մ. Գ. Հովհաննիսյան. *Գրավիմետրիկ մագնիսաչափական տվյալների մշակման արդյունավետ մեթոդներ* . . . 5—35

Է. Խ. Ղուլյան. *Ֆոսֆորի տարածման որոշ յուրահատկությունները Հայկական ՍՍՀ հրային ապարներում* . . . 1—3

Է. Խ. Ղուլյան, Հ. Հ. Տոնականյան, Ա. Ս. Ավանեսյան, Ս. Հ. Աշիքզյոզյան, Ե. Ա. Ուսպենսկայա, Է. Յա. Լևին, Ս. Ա. Քոչարյան, Ա. Կ. Ղազարյան. *Հայկական ՍՍՀ Ղափանի հանքային շրջանում պղինձ-ցեոլիտ-պրենիտային հանքայնացման գոտու հայտնաբերման մասին* . . . 2—20

Է. Խ. Ղուլյան, Կ. Ա. Քարամյան, Պ. Մ. Բարտիկյան, Ռ. Ն. Տայան. *Փոքր Կովկասի պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման էտապները* . . . 4—17

Յու. Գ. Ղուկասյան. *Արագածի հրաբխային համալիրի պլագիոկլազները* . . . 1—23

Ռ. Պ. Մարտիրոսյան, Լ. Ա. Մխիթարյան, Ա. Ա. Հովսեփյան, Մ. Վ. Հովհաննիսյան, Կ. Ա. Տոնոյան. *Գետնահողերի իրական հատկությունների և հիմքի ու հիմնատակի փոխազդեցության հաշվառման հնարավորությունները կառույցների վրա սեյսմիկ ազդեցության որոշման դեպքում* . . . 5—67

Գ. Բ. Մեժլումյան. *Հայկական ՍՍՀ երկաթի հանքավայրերի ֆորմացիոն դասակարգումը* 2—30

Ռ. Ս. Մինասյան. *Սեյսմիկ ալիքների ազդեցությունը խոշորապանել շենքերի պատերի լարվածությունների վրա* . . . 2—63

Ռ. Ս. Մինասյան. *Գրունտային հիմքի երկայնակի ալիքների ազդեցությունը խոշորապանել շենքերի պատերի լարվածությունների դաշտի փոփոխության վրա* . . . 4—53

Է. Մ. Միքայելյան. *Կովկասի լայնակի և միջօրեականի ուղղություններով բեկվածքների անջատումը ըստ երկրաֆիզիկական տվյալների* . . . 5—29

Ջ. Վ. Մխիթարյան. *Մեղրաձորի հանքադաշտի կառուցվածքի առանձնահատկությունները* 2—38

Գ. Պ. Մկրտչյան. *Հայկական ՍՍՀ հողերի ողողամաշման կանխագուշակման մի քանի հարցեր* . . . 6—44

Հ. Վ. Նահինյան. *Ոսկի-բազմամետաղային հանքայնացման որոնման որոշ ջրաքիմիական ցուցիչները* . . . 4—29

Է. Ի. Պարխոմենկո, Վ. Տոնոյան, Խ. Դ. Բովիշյան. *Ապարների սեյսմաէլեկտրական էֆեկտի կախվածությունը ջերմաստիճանից* . . . 4—48

Ի. Խ. Պետրով. *Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի պալեոկլիմայի վերականգնման մի փորձ ըստ կավային միներալների* . . . 6—8

Ս. Ս. Սիմոնյան, Ա. Գ. Բաբաջանյան, Ս. Ս. Կարապետյան. *Հայկական ՍՍՀ քաղաքների և ջրամբարների բնատարածքների մանրակրկիտ սեյսմիկ շրջանացման մեթոդիկան* 2—56

Ա. Ա. Տաշչյան. *Հայկական ՍՍՀ Կենտրոնական-Հոկտեմբերյանի անտիկլինալի շրջադաս ծագման մասին* . . . 2—7

Ս. Ա. Փիրուզյան, Ա. Ա. Հովսեփյան, Դ. Ս. Գրիգորյան, Ա. Մ. Խաչյան. *Օրևանի բնատարածքի սեյսմիկ միկրոշրջանացման համար երկրաշարժերի սեյսմոգրամների հիման վրա ինժեներային սպեկտրներ հաշվարկելու հնարավորության մասին . 5—62*

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Բ. Հ. Բաբայան. *Երկրաշարժածին գոնաների առանձնացման համալիր մեթոդիկայի մասին 3—63*
Մ. Ս. Բալայան. *Հայկական ՍՍՀ նորագույն հրաբխականության ծայրամասային մագմատիկ օջախները որպես երկրաջերմային էներգիայի հնարավոր աղբյուրներ . . 6—65*
Ա. Խ. Բաղդասարյան, Ս. Մ. Հովնաննիսյան. *Հայկական ՍՍՀ հյուսիս-արևմտյան մասի երկրի կեղևի մասին ըստ մոտակա երկրաշարժերի որոշ դինամիկ բնութագրերի . 1—61*
Վ. Ի. Բուրյանով, Կ. Ս. Վարդանյան, Վ. Վ. Կուրդինենկո. *Երկրակեղևի և վերին պատյանի խտության մոդելն ըստ Մարգարա-Պոլլի կտրվածքի . . . . 6—73*
Դ. Ս. Գրիգորյան, Գ. Ի. Գուգունովա, Դ. Կ. Կիրիյա. *Հայաստանի և հարակից շրջանների եռաշափ երկրաջերմային (անփոփոխ) մոդելը . . . . . 2—77*
Ն. Դ. Զավրիյան. *Թունելների երնսարկումների լարվածությունների բնօրինական չափումները . . . . . 1—76*
Դ. Ռ. Կարոյան. *Օրոգրաֆիկ ամպերի մեզո- և միկրոկառուցվածքի վրա խոշընդոտի չափերի, ջերմաստիճանի և խոնավության ազդեցության մասին . . . . 4—69*
Կ. Վ. Խաչիկյան, Ս. Ռ. Հովհաննիսյան. PMP—2A *երկրամագնիսաչափերի միջոցով երկրամագնիսական դաշտի բացարձակ չափումների մասին . . . . 6—68*
Է. Մ. Կարապետյան. *Ղափանի շրջանի Աչանան (Խալաջ) գետի ավազանի յուրայի առաջացումների ֆիզիկական հատկությունների մասին . . . . . 4—58*
Է. Ն. Կուրդինյան, Ա. Վ. Ժուկովա. *Մերձարևադարձային ճկվածքի պալեոգենի նստվածքներում ցրված օրգանական նյութի կատագենեզը . . . . . 6—58*
Ռ. Հ. Համասյան, Լ. Ա. Մանուկյան. *Գետնահողի պտտական շարժումն երկրաշարժերի ժամանակ . . . . . 6—70*
Ս. Ռ. Հովհաննիսյան. *Անոմալ ժամանակավոր փոփոխություններով աղավաղված կետերի խոտանման նպատակով կրկնակի չափումների տվյալների (ԳՄՊ) օգտագործման հնարավորության շուրջ . . . . . 1—65*
Ս. Ռ. Հովհաննիսյան. *Սեյսմամագնիսական էֆեկտի փորձարարական գնահատումը պայթեցումների ժամանակ . . . . . 4—66*
Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Վ. Վ. Նահապետյան, Ա. Հ. Սիմոնյան. *Տեղական մագնիսական դաշտի փոփոխության ուսումնասիրությունը Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում . 5—78*
Գ. Հ. Ղազարյան, Ռ. Կ. Փասպարյան, Լ. Ն. Անդրոնովա, Լ. Ա. Ժուկ. *Էլեկտրահետախուզական մեթոդների հնարավորությունները Հայկական ՍՍՀ պայմաններում կարստի որոնման ընթացքում . . . . . 6—62*
Գ. Մ. Ղևոնդյան. *Ճեղքի միջով լյավի ափլքների անցման հետազոտումը . . . 1—73*
Ջ. Հ. Մինասյան, Ա. Կ. Կարախանյան. *Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի երկրամագնիսական դաշտի լարվածությունը կայնոզոյում . . . . . 4—62*
Պ. Պ. Մխիթարյան. *Էլեկտրալիտիկ դիսոցիացիայի երևույթը մթնոլորտում որպես ամպերի լիցքավորվածության պատճառ . . . . . 2—82*
Վ. Վ. Նահապետյան. *Հայկական ՍՍՀ ապարների նմուշների պիեզոմագնացորդային մագնիսացվածության հետազոտումը ճնշման ազդեցության տակ . . . . 1—69*
Ա. Ս. Սահակյան. P-*ալիքների անցման ժամանակների անոմալիաները և միջավայրի կառուցվածքի որոշ առանձնահատկությունները Կովկասում . . . . 3—60*
Գ. Ա. Սարգսյան. *Վերին հողաշերտում ջերմատեղափոխման մոդելավորման հարցի վերաբերյալ . . . . . 4—75*
Ս. Ռ. Փանիլևանյան. *Ապարների ֆիզիկա-մեխանիկական հատկանիշների գնահատման համար գերձայնի սպեկտրալ եղանակը . . . . . 6—66*
Ս. Ռ. Փանիլևանյան, Ս. Վ. Բադալյան. *Մերձփորվածքային տարածության ճեղքվածքավոր ղոնաների ուսումնասիրությունը երկրաֆիզիկական մեթոդներով . . . . 3—68*
Ա. Լ. Փանոսյան. *Լեռնային բնատարածքների ողողամաշման կտրտվածության քարտեզագրումը (Հարավային Զանգեզուրի օրինակով) . . . . . 3—57*

ԳՐԱԽՈՍԱԿԱՆՆԵՐ

Մ. Գ. Լամիգե. *Ի՞նչ էին ներկայացնում իրենցից Մեզոթետիսի օֆիոլիտային ճկվածքները (Մ. Ա. Սաքյանի «Մեզոթետիսի օֆիոլիտային ճկվածքները» գրքի մասին)* . 4—77
Վ. Ն. Խոլոդով. *Հայաստանում քարաբանության զարգացման շուրջը (Ի. Խ. Պետրոսովի «Հայկական ՍՍՀ կավային ապարները» րքի մասին)* . . . . . 4—79
Ն. Վ. Պետրովսկայա. *Հայաստանի ոսկու հանքավայրերը բնորոշող տվյալների առաջին ընդհանրացումը* . . . . . 3—72

ՈՒՆՖԵՐԱՏՆԵՐ

Ի. Ա. Նազարեթյան. *Բազումի երկաթի հանքավայրի շրջանում Ինձոր գետի միջին հոսանքի աջափնյակի մագնիսական անոմալիաների հանքային բնույթի մասին* . 1—78

ՀՈՐԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Միքայել Զաքարի Սիմոնով . . . . . 3—73
Էդուարդ Գուրգենի Մալխասյան . . . . . 3—76
Շավարշ Հովհաննեսի Ամիրյան . . . . . 3—78
Անդրանիկ Սիմոնի Ֆարամազյան . . . . . 6—76

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

Г. М. Авчян, В. В. Нагапетян, Г. Г. Маркосян. Влияние магнитного поля на зависимость скорости Vp от динамической и статической нагрузки в горных породах . . . . . 4—36

Р. О. Амасян, Э. Л. Микаелян. Эластическая сейсмическая платформа для решения задач инженерной сейсмологии . . . . . 5—74

А. Р. Аракелян, Ю. Ф. Копничев, И. Л. Нерсесов. Картирование верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн . . . . . 1—52

А. Р. Аракелян, П. Б. Каазик, Ю Ф. Копничев. Картирование поля поглощения короткопериодных поперечных волн в верхней мантии Кавказа . . 3—32

А. Т. Асланян, А. С. Караханян, А. О. Микаелян, С. Ц. Акопян, К. А. Закарян. Некоторые особенности глубинного строения Тавро-Кавказкого региона по данным дистанционного зондирования и сейсмологических исследований . 3—11

А. Т. Асланян, Ю. Р. Каграманов, Р. М. Нургалеев, Г. В. Пименов. О перспективах нефтегазоносности меловых отложений территории Армянской ССР и поисковых задачах . . . . . 4—3

Л. Г. Бабаджанян. Особенности строения Севанской и Вединской офиолитовых зон Армянской ССР по геофизическим данным . . . . . 5—23

А. М. Бабаев. Основные закономерности формирования гидрогеохимической зональности месторождений углекислых минеральных вод юго-западной части Ордубадского синклинория . . . . . 3—19

А. Х. Баграмян, А. М. Аветисян, М. Б. Мкртчян, К. А. Закарян Кинематические особенности телесейсмических Р-волн по записям сейсмических станций Армянской ССР . . . . . 5—11

М. С. Бадалян, А. А. Киракосян, И. Б. Осипова. Границы раздела в земной коре Армении по сейсмическим данным . . . . . 1—42

М. С. Бадалян, А. М. Хуршудян. Статистические характеристики аномального магнитного поля территории Армянской ССР . . . . . 3—45

С. В. Бадалян. Институт геофизики и инженерной сейсмологии (к 25-летию со дня основания) . . . . . 5—3

С. В. Бадалян, З. В. Гарибян, В. М. Геворкян, А. А. Тамразян, Ф. М. Фиданян, Р. В. Овсепян, М. Г. Геворкян, Г. В. Арутюнян. Новые разработки в области подземной геофизики . . . . . 5—48

С. Н. Баласанян. Эволюция магматизма в геологической истории Земли (на примере М. Кавказа и других регионов) . . . . . 4—9

А. А. Габриелян. О границе эоцена и олигоцена (по материалам Армении) . 3—3

В. Б. Гамоян. Ф. С. Унусян. Поле блуждающих токов при разных положениях электровоза . . . . . 4—41

В. Б. Гамоян, С. О. Испирян. Учет искажения рельефа при работе методом блуждающих токов . . . . . 3—39

В. Б. Гамоян, А. З. Чилингарян, Ф. С. Унусян, Е. М. Лулечян, Р. В. Овсепян. Влияние аллювиально-делювиальных отложений и высокоомных лавовых покровов на результаты работ методом блуждающих токов . . 5—53

В. Б. Гамоян, А. З. Чилингарян, Е. С. Маргирсян, К. А. Гелецян. Поле блуждающих токов при наличии изометрического тела на примере Шамлугского месторождения меди Армянской ССР . . . . . 6—30

В. М. Геворкян. Физические свойства зоны окисления сульфидной минерализации на рудных месторождениях Армянской ССР . . . . . 2—69

Э. Г. Гедакян, Г. В. Саргсян, Х. В. Киракосян, Е. П. Тоноян. Некоторые результаты изучения геофизических предвестников землетрясений на северо-западе территории Армянской ССР . . . . . 5—40

В. Г. Григорян. О возможности использования сейсмограмм местных слабых землетрясений для прогнозирования количественных параметров сейсмических воздействий . . . . . 6—36

Ю. Г. Гукасян Плагиоклазы Арагацкого вулканического комплекса . . 1—23

Э. Х. Гулян, А. Г. Тонаканян, А. С. Аванесян, С. О. Ачикгезян, Е. А. Успенская Э. Я. Левен, С. А. Кочарян, А. К. Казарян. О выявлении полосы медно-цеолит-пренитовой минерализации в Кафанском рудном районе Армянской ССР . . . . . 2—20

Э. Х. Гулян, К. А. Карамян, П. М. Бартикян, Р. Н. Таян. Этапы медно-молибденового оруденения Малого Кавказа . . . . . 4—17

Э. Х. Гулян. Некоторые особенности распространения фосфора в изверженных породах Армянской ССР . . . . . 1—3
С. С. Дарбинян, В. Г. Григорян. Определение сейсмической опасности для конкретной территории по акселерограммам землетрясений . . . 3—26
Г. В. Егоркина. Азимутальное изменение скоростей сейсмических волн и трещиноватость горных пород Джавахетского нагорья . . . . 1—31
А. И. Карапетян, Ш. О. Амирян. Теллуриды золота как индикаторы геохимических условий минералообразования . . . . . 2—13
А. И. Карапетян, О. П. Гуюмджян, Э. М. Налбандян. Закономерности размещения и происхождения кварцитов и опалитов Гомшатехского массива . 3—11
Б. К. Карапетян, С. С. Карапетян, А. Б. Маркарян, С. С. Симонян. Учет взаимовоздействия зданий и их оснований и сложного рельефа местности при сейсмическом микрорайонировании . . . . . 5—57
К. И. Карапетян. Об одной разновидности неспекшихся игнимбритов . . 4—23
Н. К. Карапетян. Механизм очагов землетрясений и напряженно-деформированное состояние трех регионов Армянского нагорья . . . . 2—47
С. Г. Карапетян, Б. М. Меликсетян, К. Г. Ширинян, Л. П. Яшвили. Минеральный состав, геохимические и генетические особенности Барцратумбского проявления марганцевой минерализации в Зангезуре . . . 6—19
А. К. Караханян. Стабильность и происхождение естественной остаточной намагниченности эффузивов палеогена Армении . . . . . 3—51
А. С. Караханян, Х. О. Саргсян, Р. О. Бальян. Некоторые закономерности распределения линеаментов на территории Армянской ССР и сопредельных регионов . . . . . 6—3
Р. П. Мартиросян, Л. А. Мхитарян, А. А. Овсепян, М. В. Оганесян, К. А. Тоноян. Возможности учета реальных свойств грунтов и взаимодействия фундамента с основанием при определении сейсмического воздействия на сооружения . . . . . 5—67
Г. Б. Межлумян. Формационная классификация железорудных месторождений Армянской ССР . . . . . 2—30
Р. С. Минасян. Влияние сейсмических волн на напряжение стен крупнопанельного здания . . . . . 2—63
Р. С. Минасян. Влияние продольных волн грунтового основания на изменение поля напряжений стен крупнопанельных зданий . . . . 4—53
Э. М. Микаелян. Выделение широтных и меридиональных разломов Кавказа по геофизическим данным . . . . . 5—29
Г. П. Мкртчян. Некоторые вопросы прогноза эрозии почв в Армянской ССР . 6—44
Дж. В. Мхитарян. Особенности структуры Меградзорского рудного поля . 2—38
Ш. С. Оганисян, А. О. Оганесян. Повторные гравиметрические измерения с целью изучения деформаций земной коры в сейсмоактивных районах Армянской ССР . . . . . 5—17
С. М. Оганесян, А. Г. Манукян, М. Г. Оганесян. Эффективные методы обработки данных гравиметрии и магнитометрии . . . . 5—35
Э. И. Пархоменко, Т. В. Тоноян, Х. Д. Топчян. Зависимость сейсмоэлектрического эффекта горных пород от температуры . . . . 4—48
И. Х. Петросов. Опыт реконструкции палеоклимата территории Армянской ССР по глинистым минералам . . . . . 6—8
С. А. Пирузян, А. А. Овсепян, Д. С. Григорян, А. М. Хачян. О возможности использования сейсмограмм с целью расчета инженерных спектров для сейсмического микрорайонирования территории г. Еревана . . . . 5—62
Решения XXVII съезда КПСС претворим в жизнь . . . . . 2—3
С. С. Симонян, А. Г. Бабаджанян, С. С. Карапетян. Методика детального сейсмического районирования территории городов и водохранилищ Армянской ССР . . . . . 2—56
А. А. Тащян Об инверсионном происхождении Центрально-Октемберянской антиклинали в Армянской ССР . . . . . 2—7
В. Ю. Халатов. Значение изучения и картографирования сезонной динамики горных ландшафтов . . . . . 6—52
Г. В. Шагинян. О некоторых гидрохимических показателях золото-полиметаллического оруденения при поисках . . . . . 4—29

Краткие сообщения

Р. О. Амасян, Л. А. Манукян. Вращательное движение грунта при землетрясениях . . . . . 6—70
Т. О. Бабаян. О комплексной методике выделения сейсмогенных зон . . . 3—63

А. Х. Баграмян, С. М. Оганесян. О неоднородностях земной коры северо-западной части Армянской ССР по некоторым динамическим характеристикам близких землетрясений . . . . . 1—61
М. С. Бадалян. Периферические магматические очаги новейшего вулканизма Армянской ССР как возможные источники геотермальной энергии . 6—65
В. Б. Бурьянов, К. С. Вартанян, В. В. Гордиенко. Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю Маркара-Пойлы . . . . . 6—73
Г. О. Газарян, Р. К. Гаспарян, Л. Н. Андронова, Л. А. Жук. О возможности электроразведочных методов при поисках карста в условиях Армянской ССР . . . . . 6—62
Г. М. Гевондян. Исследование прохождения волн Лява через щель . . 1—73
Д. С. Григорян, Г. Е. Гугунава, Д. К. Кирия. Трехмерная геотермическая (стационарная) модель Армянской ССР и сопредельных районов. 2—77
Е. Г. Завриян. Натурные измерения напряжений туннельных обделок . . 2—76
Э. М. Карапетян. О физических свойствах юрских образований бассейна р. Ачанан (Халадж) Кафанского района . . . . . 4—58
Э. Н. Кургинян, А. В. Жукова. Катагенез рассеянного органического вещества в палеогеновых отложениях Приереванского прогиба . . . . 6—58
Дж. О. Минасян, А. К. Караханян. Напряженность геомагнитного поля территории Армянской ССР в кайнозое . . . . . 4—62
П. П. Мхитарян. Явление электролитической диссоциации в атмосфере как причина заряженности облаков . . . . . 2—82
В. В. Нагапетян. Исследование пьезоостаточной намагниченности образцов горных пород Армянской ССР под действием давления . . . 1—69
Р. С. Оганесян. К возможности использования данных повторных измерений (ГМП) для отбраковки пунктов, искаженных аномальными временными вариациями . . . . . 1—65
С. Р. Оганесян. Экспериментальная оценка сейсмомагнитного эффекта при взрывах . . . . . 4—66
С. Р. Оганесян, В. В. Нагапетян, А. О. Симонян. Исследование изменения локального геомагнитного поля на территории Армянской ССР . 5—78
С. Р. Пайлеванян, С. В. Бадалян. Изучение трещиноватых зон околовыработочного пространства геофизическими методами . . . . . 3—68
С. Р. Пайлеванян. Спектральный способ ультразвука для оценки физико-механических свойств горных пород . . . . . 6—66
А. Л. Паносян. Картографирование эрозионной расчлененности горных территорий (на примере Южного Зангезура) . . . . . 3—57
А. А. Саакян. Аномалии времен пробега Р-волн и некоторые особенности строения среды на Кавказе . . . . . 3—60
Г. А. Саркисян. К вопросу о моделировании теплопереноса в верхнем слое почвы 4—75
Т. Р. Тороян. О влиянии размера препятствия, температуры и влажности на мезо- и микроструктуру орографических облаков . . . . . 4—69
Г. В. Хачикян, С. Р. Оганесян. Об абсолютных измерениях геомагнитного поля геомагнитометрами РМР—2А . . . . . 6—68

Рецензии

М. Г. Ломизе. Что представляли собой офиолитовые прогибы Мезотетиса? (о книге М. А. Сатиана «офиолитовые прогибы Мезотетиса») . . 4—77
Н. В. Петровская. Первое обобщение данных, характеризующих золоторудные месторождения Армении . . . . . 3—72
В. Н. Холодов. К развитию литологии в Армении (о книге И. Х. Петросова «Глинистые породы Армянской ССР». . . . . 4—79

Рефераты

Б. А. Назаретян. О рудной природе магнитных аномалий правобережья среднего течения р. Бидзор в районе Базумского железорудного месторождения . . . . . 1—78

Юбилейные даты

Амирян Шаварш Оганесович . . . . . 3—78
Малхасян Эдуард Гургенович . . . . . 3—76
Симонов Михаил Захарьевич . . . . . 3—73
Фарамазян Андраник Семенович . . . . . 6—76